

Freie Universität



Berlin

Fachbereich Geowissenschaften
Institut für Meteorologie

Low-Level Jets

—
Entstehungsmechanismen und Potential für die Windenergie

Untersuchungen von nächtlichen Low-Level Jets während der Perdigão 2017
Kampagne

Masterarbeit von Kira Lilith Gramitzky

Gutachter:

Prof. Dr. Henning Rust

Priv.-Doz. Dr. Peter Névir

Betreuer:

Dr. Norman Wildmann (DLR)

Dr. Johannes Wagner (DLR)



16.04.2019

Kurzzusammenfassung

Low-Level Jets (LLJ) sind Starkwindbänder in der unteren Troposphäre. Sie treten üblicherweise in Höhen von 100 bis 500 m über Grund auf und sind damit hinsichtlich ihres Potenzials für die Energiegewinnung von großem Interesse für die Windenergiebranche. Von Mai bis Juni 2017 wurde im portugiesischen Perdigão eine Messkampagne durchgeführt um die Strömung über zwei parallele Bergrücken, die sich von Nordwest nach Südost erstrecken, zu untersuchen. Hierzu wurden eine Vielzahl von Doppler-Windlidaren, sowie mehr als 40 Messmasten mit Ultraschallanemometern in dem Gelände installiert. Auf dem südwestlichen Bergrücken befindet sich eine einzelne Windenergieanlage. Während der Kampagne lassen sich in 38 von insgesamt 48 Nächten LLJs vorfinden. Diese kamen vorwiegend aus nordöstlicher Richtung und trafen somit häufig nahezu senkrecht auf die Bergrücken und die sich im Lee des nordöstlichen Bergrücken befindliche Windenergieanlage. In dieser Arbeit soll die Ursache der Entstehung der auftretenden LLJs aus nordöstlicher Richtung erörtert werden. Zusätzlich zu den Messdaten konnten dazu mesoskalische Weather Research and Forecasting (WRF) Simulationen hinzugezogen werden. Es gibt eine Vielzahl an Entstehungsmechanismen, die zur Ausprägung eines LLJ führen können. Eine bekannte Theorie zur Entstehung stellte Blackadar im Jahr 1957 auf. Aufgrund des Wegfalls der thermischen Reibungskomponente durch die Entstehung einer stabilen nächtlichen Grenzschicht kann es zur Entstehung einer Trägheitsoszillation und infolge dessen zur Ausprägung von supergeostrophischen Winden in der unteren Troposphäre kommen. In exemplarisch ausgesuchten Fällen konnten wichtige Merkmale dieser Theorie nicht nachgewiesen werden. Untersuchungen der Mess- und Modelldaten zeigen, dass thermodynamische Effekte aufgrund der umliegenden Topographie einen dominanten Faktor bei der Entwicklung der nächtlichen LLJs darstellen. Für eine Potenzialabschätzung eines Standortes für Windenergie kann das Auftreten von nächtlichen LLJs ein entscheidender Vorteil sein, da sie stark zur nutzbaren Leistung beitragen. Gerade in komplexem Gelände führen die lokalen Windmaxima allerdings auch zu untypischen Lasten mit starker Windscherung, Winddrehung und Schräganströmung der Rotoren. Anhand von Lidardaten wurden diese Effekte für die auftretenden LLJs untersucht.

Abstract

Low-Level Jets (LLJ) are strong wind bands in the lower troposphere. They usually occur at altitudes of 100 to 500 m above ground and are therefore of great interest for the wind energy industry in terms of their potential for generating energy. From May to June 2017, a measurement campaign was carried out in Perdigão, Portugal, to investigate the flow over two parallel mountain ridges extending from northwest to southeast. For this purpose, a large number of Doppler wind lidars and more than 40 measuring masts with ultrasonic anemometers were installed in the area. On the southwestern mountain ridge is a single wind turbine. During the campaign, LLJs can be found in 38 out of a total of 48 nights. These came mainly from the north east and thus often hit almost vertically on the mountain ridges and the wind turbine in the lee of the north-eastern mountain ridge. In this work, the cause of the formation of the occurring LLJs from northeastern direction will be discussed. In addition to the measured data, mesoscale Weather Research and Forecasting (WRF) simulations were used. There are a variety of mechanisms that can lead to the development of an LLJ. A well-known theory to the formation was set up by Blackadar in the year 1957. Due to the omission of the thermal friction component due to the formation of a stable nocturnal boundary layer, inertial oscillation can occur and, as a result, super geostrophic winds can be formed in the lower troposphere. In exemplary selected cases important features of this theory could not be proven. Examinations of the measurement and model data show that thermodynamic effects due to the surrounding topography are a dominant factor in the development of nocturnal LLJs. For a potential estimation of a location for wind energy, the occurrence of nocturnal LLJs can be a decisive advantage, as they strongly contribute to the usable power. However, even in complex terrain, the local wind maxima also lead to atypical loads with strong wind shear, wind rotation and oblique flow of the rotors. Based on lidar data, these effects were investigated for the occurring LLJs.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Motivation	1
2	Grundlagen	5
2.1	Die atmosphärische Grenzschicht	5
2.2	Low-Level Jets	8
2.3	Trägheitsoszillation	10
2.4	Thermodynamische Zirkulation	17
2.5	Low-Level Jets und ihr Potential für die Windenergie	22
3	Datengrundlage	27
3.1	Feldmesskampagne Perdigão 2017	27
3.2	Lidar-Windmessungen	32
3.3	Mikrowellenradiometer-Temperaturmessung	36
3.4	WRF-Simulationsdaten	38
4	Ergebnisse	41
4.1	Low-Level Jets in Perdigão	41
4.2	Entstehungsmechanismus Trägheitsoszillation	44
4.2.1	Untersuchung der Trägheitsoszillation anhand von Fallbeispielen	45
4.3	Entstehungsmechanismus thermodynamische Zirkulation	52
4.3.1	Untersuchung der thermodynamischen Zirkulation in Perdigão an- hand von Fallbeispielen	53
4.3.2	Kompositanalyse über den Zeitraum der Messphase	60
4.4	Strömungsprofile für Windkraftanlagen während Low-Level Jet-Situationen	65
5	Zusammenfassung und Ausblick	73

1 Einleitung und Motivation

Der weltweite Energiebedarf nimmt seit der Industriellen Revolution ungebremsst zu. Durch den starken Wachstum der Erdbevölkerung, durch Konsumsteigerungen, durch den Anstieg von Lebensstandards in den Entwicklungs- und Schwellenländern und durch die vermehrte Mobilität der Menschen wird die globale Energienachfrage auch in der Zukunft ansteigen. Die Internationale Energieagentur (IEA) rechnet mit einem Anstieg des weltweiten Energieverbrauchs von 25 % bis 2040 (IEA, 2018). Beteiligt daran ist die steigende Nachfrage nach elektrischer Energiegewinnung, unter anderem durch den Ausbau der Digitalisierung und der Elektrifizierung in den Haushalten. Auch die Zunahme der elektrischen Wärmeerzeugung und der Ausbau von elektrischer Mobilität trägt dazu bei.

Konfrontiert mit den Folgen des Klimawandels ist die Gesellschaft gezwungen einen nachhaltigen Energiemix zu erzeugen. Um die im Jahr 2015 beschlossenen Pariser Klimaziele, die vorsehen die globale Erwärmung bei $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ zu stabilisieren, einhalten zu können, ist es erforderlich bis 2040 im Energiesektor keine weiteren Kohlenstoffdioxide auszustoßen (Quaschnig, 2016). Im Hinblick darauf ist es unerlässlich auf erneuerbare Energiequellen umzusteigen. Allerdings sollten auch alternative Energiequellen hinsichtlich ihres Energieverbrauchs bei der Produktion und dem Rückbau der Anlagen bewertet werden. Eine Kennzahl, die diese Faktoren mit einbezieht ist die sogenannte energetische Amortisationszeit. Dies entspricht der Zeit, in der die aufgewendete Energie für die Herstellung, Nutzung und Entsorgung durch die eigene Stromproduktion wieder ausgeglichen ist. Konventionelle Energien können sich nicht energetisch amortisieren, denn es muss beim Verbrauch stets mehr Energie in Form von Brennstoffen eingesetzt werden, als Nutzenergie entsteht. Bei erneuerbaren Energien muss dieser Brennstoff nicht aufgewendet werden, er ist unbegrenzt verfügbar (Umwelt Bundesamt). Moderne Windanlagen erreichen die energetische Amortisationszeit bereits nach 3 bis 7 Monaten (Abeliotis and Pactiti, 2014; Haapala and Prempreeda, 2014; Umwelt Bundesamt). Im Vergleich zu anderen erneuerbaren Energiequellen ist dies sehr kurz (Umwelt Bundesamt). Windenergie ist somit eine wichtige Säule der Energiewende.

Neben der guten Ökobilanz ist Wind eine erneuerbare und somit unbegrenzte Energiequelle, die fast auf der ganzen Welt verfügbar ist. Weltweit kann die Nutzung der Ressource Wind zur elektrischen Energieproduktion auf Werte in einer Größenordnung von 10 TW geschätzt werden (Emeis, 2015). Die Zahlen variieren jedoch aufgrund unterschiedlicher Annahmen zum Energievorkommen an der Erdoberfläche und den technischen Wirkungsgrad von Windkraftanlagen in unterschiedlichen Studien zwischen

1 TW und 61 TW (Emeis, 2012). Diese Zahlen sollten relativ zum weltweiten Energieverbrauch von rund 15 TW gesehen werden (Emeis, 2012). Im Jahr 2018 wurden durchschnittlich 14 % der Energieproduktion in Europa durch Windenergie produziert (Komusanac et al., 2019).

Das Prinzip der Windenergie beruht darauf, dass die kinetische Energie des Windes durch die Windkraftanlage vorerst in Rotationsenergie und durch einen Generator in elektrische Energie umgewandelt wird. Die mögliche kinetische Energie E_{kin} für eine Windkraftanlage ergibt sich aus der Rotorfläche durch die Länge der Rotorblätter A_R , der Dichte der Luft ρ und der vorhandenen Windgeschwindigkeit u (Emeis, 2012):

$$E_{kin} = \frac{1}{2} \rho A_R u^3$$

In der Theorie können 16/27 (also etwa 59 %) dieser Energie durch Windturbinen der Strömung entnommen werden (Satz von Betz). In der Realität liegt der Wirkungsgrad bei unter 50 %. Es ist eine Frage der Ingenieurwissenschaften möglichst nah an diesen theoretischen Wert heranzukommen (Emeis, 2012). Der andere Aspekt der Windenergieforschung beschäftigt sich mit den meteorologischen Eigenschaften. Weder Dichte noch Windgeschwindigkeit sind konstante Größen. Sie sind zeitlich sowie räumlich variabel und hängen von meteorologischen Parametern und der Topografie ab. Die räumlichen Unterschiede sind sowohl vertikal, als auch horizontal vorhanden. Das spielt bei der Untersuchung von Windenergiepotential verschiedener Standorte für Windkraftanlagen, aber auch für Betrachtungen von Lasten eine wichtige Rolle. Zudem bringt die zeitliche Variabilität der erneuerbaren Energien einige Schwierigkeiten mit sich. Bei einer Energiewende, die zu 100 % auf erneuerbare Energien setzt, muss der Ausgleich der Schwankungen im Stromnetz bedacht werden.

Die meisten Onshore-Windparks stehen im flachen Gelände. und der zukünftige Windenergieausbau auf dem Land ist auf komplexe Geländestrukturen angewiesen. Die Untersuchung von lokalen Windeffekten wird für die Einschätzung des Windpotentials an Bedeutung zunehmen (Schulz et al., 2014). Von besonderen Interesse sind Windphänomene, die in der Grenzschicht auftreten und die Energieerträge von Windkraftanlagen positiv oder negativ beeinflussen können. Deren Auswirkungen und deren Vorhersage ist für die Windenergieindustrie ein bedeutsames Forschungsfeld. Ein solches Phänomen sind Low-Level Jets, sogenannte Starkwindbänder in der unteren Troposphäre (in der Arbeit abgekürzt durch LLJ). LLJs treten üblicherweise in Höhen zwischen 100 und 500 m über Grund auf, also in Höhen in dem sich auch die Rotorblätter moderner Windkraftanlagen befinden (Emeis, 2012). Diese Starkwindbänder bedeuten einerseits stärkere Windgeschwindigkeiten in Höhe der Rotorblätter und andererseits

eine starke vertikale Windscherung. Diese vertikale Scherung der Windgeschwindigkeit und auch eine mögliche Drehung der Windrichtung können eine zusätzliche Belastung für die Struktur einer Windenergieanlage bedeuten, was zu Mehrkosten bei zusätzlicher nötiger Wartung und der Möglichkeit von mechanischem Versagen zur Folge hat. Ob LLJs einen positiven oder negativen Effekt bei der Windproduktion haben, wird in verschiedenen Studien diskutiert (Gutierrez et al., 2016, 2017; Vanderwende et al., 2015). Gerade bei Windparkbetreibern sind bessere Vorhersagen von LLJs von großem Interesse (Storm et al., 2009).

Neben der Windenergie sind LLJs auch in verschiedenen anderen Feldern von Bedeutung. Die vertikale Windscherung der LLJs induziert vertikale Wärme- und Feuchteflüsse (Banta et al., 2003, 2006; Stensrud, 1996). Durch die Starkwindbänder ist ein schneller Transport von Luftmassen möglich, sodass beispielsweise durch das Herantragen von feuchten, warmen Luftmassen Entwicklungen von extremen Wetterereignissen, wie Gewitter oder Starkniederschlagsereignisse begünstigt werden können (Monaghan et al., 2010). Der Transport von Staub, Aerosolen oder Luftschadstoffen über lange Distanzen sind möglich (Banta et al., 1998). In der Luftfahrt hat das Wissen über LLJs einen großen Sicherheitsaspekt. Die starken Windscherungen und Windgeschwindigkeiten am Boden sind besonders beim Start- und Landevorgang ein großer Risikofaktor (Balmez and Ştefan, 2014). Auch bei Feuerentwicklungen können LLJs eine große Gefahrenquelle darstellen (Charney et al., 2003). LLJs haben zudem einen Einfluss auf die Lärmausbreitung in einer Region, was ein weiterer Aspekt im Hinblick für die Standortwahl von Windturbinen darstellt (Heimann et al., 2011).

Im Zuge des Neuen Europäischen Windatlases (NEWA, Mann et al., 2017) zur Untersuchung von Strömungen im komplexen Gelände wurde 2017 eine Messkampagne in Perdigão (Portugal) durchgeführt. Sowohl in Mess- als auch in Modelldaten ist das häufige Auftreten von LLJs während der Kampagne zu sehen. Ziel dieser Arbeit ist es die Entstehung dieser LLJs in Perdigão zu verstehen und eine Abschätzung über die Bedeutung hinsichtlich der Windenergie an diesem Standort machen zu können.

2 Grundlagen

2.1 Die atmosphärische Grenzschicht

Als atmosphärische Grenzschicht (engl. atmospheric boundary layer, ABL) wird der unterste Teil der Troposphäre bezeichnet, der direkt an die Erdoberfläche grenzt und von ihr maßgeblich beeinflusst wird. Die in ihr stattfindenden Prozesse bewegen sich in typischen Zeitskalen in der Größenordnung einer Stunde (Stull, 1988). Obwohl die Grenzschicht nur etwa 10 % der Troposphäre einnimmt, kann ihr eine große Bedeutung zugeschrieben werden. Als Lebewesen verbringen wir die meiste Zeit unseres Lebens in diesem Teil der Atmosphäre und unser Leben wird maßgeblich durch die in ihr stattfindenden Prozesse bestimmt (Stull, 1988).

Topografische Bedingungen, wie beispielsweise das Vorhandensein von Wasseroberflächen oder Bergen, von Bebauungen oder Bewaldung sind entscheidende Faktoren für die Entwicklung eines lokalen Mikroklimas. Grundsätzlich sind hierfür Austauschprozesse von Wärme, Impuls und Wasserdampf zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre, die lokal variieren, verantwortlich (Abbildung 2.1). Diese sind am stärksten in der an den Erdboden angrenzenden Luftschicht, also in der Grenzschicht, ausgeprägt. Die Grenzschicht wird dominiert von den regional und zeitlich verschiedenen turbulenten Wärme-, Impuls- und Feuchtigkeitsflüssen. Sie wird als Wechschelschicht zwischen Erdoberfläche und freier Atmosphäre betrachtet (Kraus, 2008).

Die gesamte atmosphärische Zirkulation wird durch die turbulenten Flüsse in der Grenzschicht beeinflusst. Zwar wird ein Teil der kurzwelligen Sonnenenergie von der zu durchdringenden Atmosphäre absorbiert, der größte Teil der Umwandlung in langwellige Wärmestrahlung erfolgt jedoch an der Erdoberfläche. Durch molekulare und turbulente Wärmeleitung erwärmen sich die an den Boden angrenzenden Luftschichten

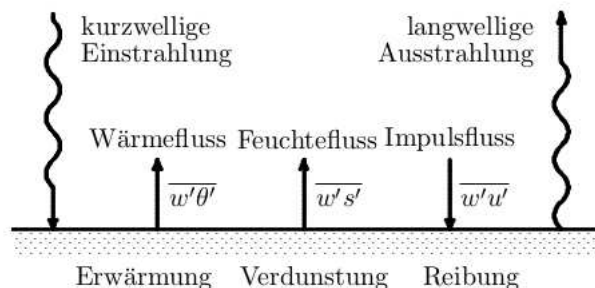


Abbildung 2.1: Wärme-, Feuchte-, und Impulsflüsse zwischen Erdboden und Atmosphäre in der Grenzschicht, verursacht durch Erwärmung, Verdunstung und Reibungsprozesse (Abbildung aus Etling, 2008).

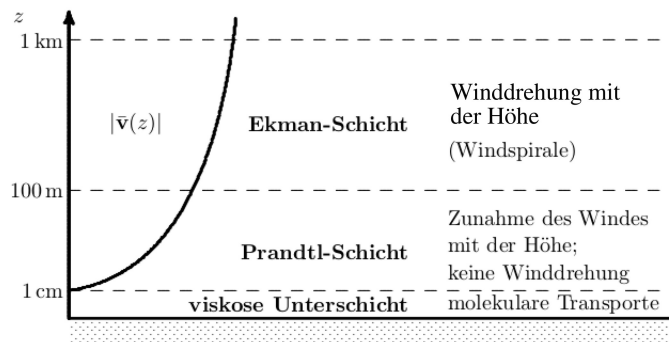


Abbildung 2.2: Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht (bearbeitete Abbildung aus Etling, 2008)

und es entwickelt sich ein vertikaler Wärmeaustausch, also ein positiver Wärmefluss. Ist zusätzlich eine Wasseroberfläche oder ein feuchter Boden vorhanden, kommt es aufgrund von Verdunstungsprozessen zu turbulenten Feuchteflüssen. Durch die lokalen Unterschiede in den Wärme- und Feuchteflüssen bilden sich verschiedene Druckgebiete aus und die Luft reagiert mit Ausgleichsbewegungen. Diese Luftbewegungen werden durch die Reibungsprozesse mit der Erdoberfläche abgebremst. Durch die Haftung der Luft entsteht eine Abnahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe, also eine Windscherung. Es wird ein Impuls von der Atmosphäre an den Erdboden abgegeben. Der Impulsfluss ist negativ (Etling, 2008).

Vertikal kann die Grenzschicht grob in drei Abschnitte unterteilt werden (Abbildung 2.2). Als viskose Unterschicht wird die an den Erdboden grenzende und wenige Millimeter dicke Schicht bezeichnet. In ihr können die Transportprozesse von Wärme und Feuchte als molekular angesehen werden. Daran schließt sich die Prandtl-Schicht an, bei der die turbulenten Flüsse als annähernd höhenkonstant betrachtet werden können. Die vertikale Erstreckung der Schicht hängt von der thermischen Schichtung ab und liegt zwischen 20 und 100 m. Die Windgeschwindigkeit nimmt mit der Höhe zu, die Windrichtung bleibt hingegen mit der Höhe nahezu konstant. Die Coriolisbeschleunigung kann in diesen Höhen vernachlässigt werden. In der Prandtl-Schicht können die Windgeschwindigkeiten aber bereits 70 bis 80 % der in der Grenzschicht zu erreichenden maximalen Windgeschwindigkeit annehmen. Die angrenzende Ekman-Schicht reicht bis in Höhen von 1 bis 2 km und nimmt den größten Teil der Grenzschicht ein. In dieser Schicht nimmt der Einfluss der Reibung und somit der turbulenten Flüsse mit der Höhe ab. Die Corioliskraft kann hier nicht mehr vernachlässigt werden und bewirkt eine Drehung der Windrichtung mit der Höhe. Oberhalb der Grenzschicht schließt sich die freie Atmosphäre an, bei der die Reibung nahezu vernachlässigt werden kann. Der Wind wird hier idealisiert als geostrophisch betrachtet (Etling, 2008).

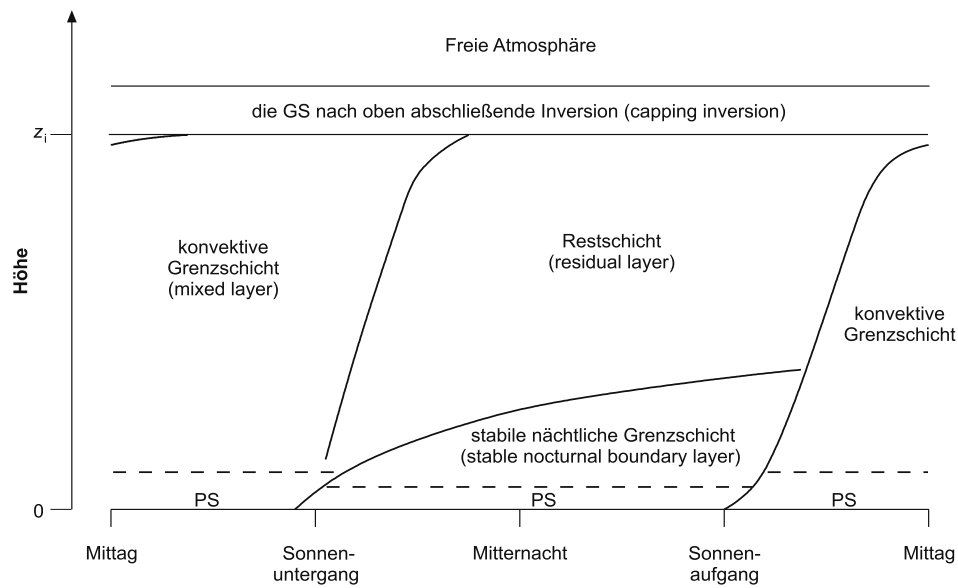


Abbildung 2.3: Schema des Tagesgangs der atmosphärischen Grenzschicht an Land an einem Strahlungstag. Die Höhe z_i entspricht der Untergrenze der abgehobenen Inversion. Die Werte liegen hier bei 100 bis 2000 m. PS steht für Prandtl-Schicht (Abbildung aus Kraus, 2008).

An sogenannten Strahlungstagen, also bei überwiegend wolkenfreien Himmel und generell geringeren Windgeschwindigkeiten, bildet die Grenzschicht einen typischen Tagesgang aus (Abbildung 2.3). Dieser tritt klassischerweise bei stabilen Hochdrucklagen auf. Die Grenzschicht kann hierbei in drei Abschnitte unterteilt werden. Diese entwickeln sich in verschiedenen Höhen durch den Tagesgang der solaren Einstrahlung, also der Abkühlung und Erwärmung der Erdoberfläche. Tagsüber kommt es durch die Sonneneinstrahlung zur Erwärmung der Atmosphäre. Durch thermische und mechanische Turbulenz durchmischt sich die Schicht. Diese wird als konvektive Grenzschicht (engl. convective mixed layer) oder auch als Mischungsschicht bezeichnet. Nach dem Sonnenuntergang fehlt die solare Einstrahlung und es kommt zu einer negativen Strahlungsbilanz. Aufgrund der Bodenabkühlung entsteht ein positiver vertikaler Temperaturgradient. Vom Boden ausgehend bildet sich eine stabile Schichtung aus. Die turbulenten Flüsse können vernachlässigt werden. Diese Schicht wird als stabile nächtliche Grenzschicht bezeichnet (engl. stable nocturnal boundary layer). Die Inversion reicht oft nicht durch die gesamte Grenzschicht, sodass eine zusätzliche Zwischenschicht definiert wird, die Restschicht (engl. residual layer). Nach Sonnenaufgang kommt es zur Auflösung der nächtlichen Inversionsschicht und zu einer erneuten Ausbildung der konvektiven Grenzschicht (Kraus, 2008). Der Tagesgang der nächtlichen Grenzschicht dient als Grundlage der Theorie zur Ausbildung von nächtlichen Low-Level Jets aufgrund einer Trägheitsoszillation. Dies wird im Kapitel 2.3 genauer behandelt.

2.2 Low-Level Jets

Als Low-Level Jets (im Folgenden abgekürzt durch LLJ) werden Starkwindbänder in der unteren Troposphäre bezeichnet (Stull, 1988). In der deutschen Literatur ist das Phänomen auch unter dem Namen des Grenzschichtstrahlstroms bekannt. Der LLJ kennzeichnet sich durch ein lokales Windmaximum im vertikalen Profil mit Windgeschwindigkeiten im Bereich von 10 bis 20 m/s aus, wobei in Einzelfällen auch Windgeschwindigkeiten von bis zu 30 m/s beobachtet wurden (Stull, 1988). Typische Höhen von LLJs liegen zwischen 150 und 500 Metern (Emeis, 2012). Dabei kann die räumliche Ausdehnung eine Größenordnung von einer Fläche von 100 km mal 1000 km erreichen (Stull, 1988). Ein schematisches Beispiel für die Entwicklung eines nächtlichen LLJs ist in Abbildung 2.4 zu finden.

In der Literatur sind verschiedene Definitionen und Kriterien zur Identifikation von LLJs zu finden. Der allgemeine Konsens ist jedoch das Vorhandensein eines lokalen Maximums im vertikalen Windprofil in der unteren Troposphäre. In einigen Definitionen müssen daneben weitere Kriterien erfüllt werden. Bei Andreas et al. (2000) wird vorausgesetzt, dass das lokale Jetmaximum mindestens 2 m/s stärker sein muss, als die darüber liegende Minimalgeschwindigkeit des Windprofils. Da die Windgeschwindigkeit am Boden gegen Null tendiert, ist mit diesem Kriterium das lokale Maximum auch mindestens 2 m/s größer als die Minimalgeschwindigkeit unterhalb des Jetmaximums. Neben diesem absoluten Grenzwert gibt es bei Baas et al. (2009), sowie bei Tuononen et al. (2015) das Kriterium eines relativen Grenzwertes von 20 bzw. 25 % Unterschied

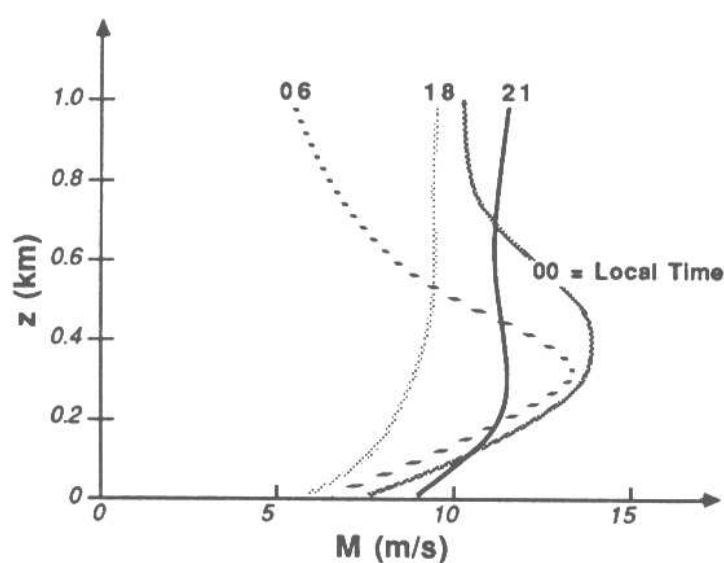


Abbildung 2.4: Exemplarisches Beispiel einer nächtlichen LLJ Entwicklung nach Malcher and Kraus (1983) aus Stull (1988).

zwischen Jetmaximum und den darüber liegenden Minimum. Beim absoluten Grenzwert soll verhindert werden, dass kleine Änderungen der Windgeschwindigkeit, die durch turbulente Fluktuationen der Windgeschwindigkeit entstehen, fälschlicherweise als LLJs identifiziert werden. Im Gegenzug sorgt ein relativer Grenzwert dafür, dass bei hohen Windgeschwindigkeiten zufällige vertikale Windvariationen, die zwar über dem absoluten Grenzwert liegen, bei den hohen Windgeschwindigkeiten jedoch keine große Änderung ausmachen und somit wahrscheinlich großräumig keine LLJ-Struktur vorhanden ist, nicht als LLJ identifiziert werden (Tuononen et al., 2015). Oftmals wird daneben auch die Höhe des auftretenden Jets festgelegt. In Tuononen et al. (2015) muss das Minimum über dem Jetmaximum in einer Höhe unter 1500 m über dem Erdboden auftreten. Bei weiteren Definitionen ist die Entstehung für die Identifikation eines LLJs von Bedeutung. Bei Bonner (1968) und Brook (1985) ist das Entstehen von supergeostrophischen Winden Voraussetzung. Auch bei Emeis (2014) ist die Entstehung von LLJs aufgrund einer Trägheitsoszillation ein Identifikationsmerkmal.

LLJs sind kein seltenes Phänomen. In der norddeutschen Tiefebene können beispielsweise in etwa 21 % aller Nächte LLJs erwartet werden (Emeis, 2014). Typische maximale Jetwindgeschwindigkeiten liegen im Bereich zwischen 10 und 15 m/s. In Süddeutschland zeigt eine mehrjährige Messreihe in der Nähe von Augsburg in 15 % aller Nächte LLJs. Bei durchschnittlich geringeren Windgeschwindigkeiten als in Norddeutschland liegen die Maxima der Jetgeschwindigkeiten hier in einem Bereich von 7 bis 13 m/s (Emeis, 2015). LLJs können weltweit beobachtet werden. In Rife et al. (2010) wird die globale Verteilung von LLJs erörtert. Ein häufig untersuchtes Gebiet im Zusammenhang mit der Entstehung und dem Auftreten von Low-Level Jets sind die amerikanischen Great Plains (Blackadar, 1957; Holton, 1967; Shapiro and Fedorovich, 2009; Shapiro et al., 2016). Aber auch in Europa werden LLJs, gerade im Hinblick auf den Ausbau der Windenergie, untersucht (Baas et al., 2009; Emeis, 2014).

In vielen Fällen wird von nächtlichen auftretenden LLJs (NLLJs) gesprochen, gleichwohl können LLJs zu jeder Uhrzeit auftreten. Ein Grund dafür ist, dass die Entstehungsmöglichkeiten von LLJs vielfältig sind. In Kraus et al. (1985) wird eine Übersicht über einige der Entstehungsmöglichkeiten gegeben: LLJs können sich sowohl durch synoptisch-skalige Baroklinität oder auch durch mesoskalige Baroklinität im komplexen Gelände bilden. Die Entstehung von LLJs aufgrund einer geneigten Ebene mit der Entstehung von thermischen Winden wird in Holton (1967) erläutert. Die Entstehung von LLJs vor Fronten, sogenannten Präfrontale Low-Level Jets, wird in Browning et al. (1998) untersucht. In Bergregionen kann die Luftmassenführung um oder über Berge als Hindernisse die Entstehung von LLJs bewirken. Eine weitere Ursache sind thermisch induzierte Druckgegensätze, wie die einer Land-Seewindzirkulation oder einer

Berg-Talwindzirkulation, die in einer Region zur Entstehung von LLJs führen kann. Eine der bekanntesten Annahmen zur Entstehung von nächtlichen LLJs ist die Theorie der Trägheitsoszillation von Blackadar (1957), welche im nächsten Abschnitt vorgestellt werden soll.

2.3 Trägheitsoszillation

Blackadar (1957) erklärt die Entwicklung NLLJs mit der Entstehung einer Trägheitsoszillation in der Grenzschicht. Die Ursache der Entstehung dieser Trägheitsoszillation ist die tageszeitliche (oder auch räumlich unterschiedliche) Entwicklung der thermischen Stabilität in der Grenzschicht, die an sogenannten Strahlungstagen vorhanden ist (siehe auch Kapitel 2.1). Die Trägheitsschwingung beruht somit auf dem Prinzip der Instationarität des Windfeldes, welches durch plötzliche Änderungen von Kräftegleichgewichtszustände zustande kommt (Kottmeier, 1982). Dieser Vorgang soll im folgenden näher erläutert werden.

Grundlagen Durch die solare Einstrahlung liegt am Tag eine gut durchmischte konvektive Grenzschicht vor. Die Windverhältnisse in der Grenzschicht werden durch die vorhandenen turbulenten Flüsse bestimmt. Die Reibungskomponente ist abhängig von der Turbulenz, die sowohl dynamisch als auch thermisch erzeugt werden kann. Die dynamische Erzeugung der Turbulenz ist von der Windscherung abhängig. Die thermische Erzeugung entspricht der thermischen Instabilität (Kraus, 2004). Die Stabilität der Schichtung der Atmosphäre kann dabei durch die Änderung der potentiellen Temperatur θ mit der Höhe z (Gleichung 2.1) beschrieben werden:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} \begin{cases} > 0 & \text{stabile Schichtung} \\ = 0 & \text{neutrale Schichtung} \\ < 0 & \text{labile Schichtung} \end{cases} \quad (2.1)$$

Bei einer labilen Schichtung intensivieren sich die vertikalen Bewegungen und die turbulenten Flüsse nehmen zu. Bei einer stabilen Schichtung nimmt, aufgrund des Rückgangs der thermischen Komponente der Turbulenzerzeugung, die Turbulenz in der Grenzschicht ab. Anders als in der freien Atmosphäre kann der Einfluss der Reibung, die abhängig von der Turbulenz ist, in der Grenzschicht somit nicht vernachlässigt werden. Um die Strömung unter diesen Bedingungen beschreiben zu können, stellten Navier (1785–1836) und Stokes (1819–1903) eine Bewegungsgleichung für ein reales Fluid auf. Diese soll die zeitliche Entwicklung von horizontalen und vertikalen Luftströmungen beschreiben. In der Navier-Stokes'schen Bewegungsgleichung wird der Einfluss der

Schwerkraft, der Druckkraft, die Einwirkung der Erdrotation und der Einfluss der molekularen Reibung auf die Beschleunigung der Luftpartikel beschrieben (Kraus, 2004):

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \underbrace{\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \vec{\nabla})\vec{v}}_I = -\underbrace{\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p}_{II} - \underbrace{\vec{\nabla}\Phi^{(S)}}_{III} - \underbrace{2\vec{\omega} \times \vec{v}}_{IV} + \underbrace{\vec{F}_R}_V \quad (2.2)$$

Komponente *I*) beschreibt die Trägheitsbeschleunigung \vec{F}_B , *II*) die Druckgradientbeschleunigung \vec{F}_p , *III*) die Schwerebeschleunigung \vec{F}_S , *IV*) die Coriolisbeschleunigung \vec{F}_C und *V*) die molekulare Reibungskomponente \vec{F}_R . p entspricht dem Druck, Φ dem Geopotential mit $\Phi = gz$ (g ist die Erdbeschleunigung, z die Höhe) und $\vec{\omega}$ dem Vektor der Winkelgeschwindigkeit der Erde, der senkrecht auf der Rotationsebene steht. Um die turbulente Reibung zu erhalten wird die Reynolds-gemittelte Form der Navier-Stokes-Gleichung benötigt. Vereinfacht wird hier angenommen, dass die oben genannten Größen im Mittel vorliegen und die turbulente Reibung durch \vec{F}_R beschrieben wird. In der horizontalen Betrachtung fällt die Komponente der Schwerebeschleunigung (*III*) weg. Mit der Einführung des Coriolisparameters $f = 2\omega_{Erde}\sin(\varphi)$, dabei steht ω_{Erde} für die Winkelgeschwindigkeit der Erde und φ entspricht dem Breitengrad, lässt sich die Gleichung für die horizontale Windgeschwindigkeit \vec{v}_h vereinfachen:

$$\frac{d\vec{v}_h}{dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_h p - f\vec{k} \times \vec{v}_h + \vec{F}_R \quad (2.3)$$

\vec{k} ist der Einheitsvektor in z-Richtung. Wird die Situation beschleunigungsfrei betrachtet, ergibt sich ein Gleichgewicht aus der horizontalen Druckgradientbeschleunigung, der Coriolisbeschleunigung und der Reibungsbeschleunigung:

$$\vec{F}_p + \vec{F}_C + \vec{F}_R = 0 \quad (2.4)$$

Der daraus entstehende Wind wird als Reibungswind oder antitriptischer Wind bezeichnet (Abbildung 2.5).

Wenn die Reibungskomponente und vertikale Bewegungen vernachlässigt werden können, ergeben sich als dominierende Terme die Druckgradientbeschleunigung und die Coriolisbeschleunigung (für eine horizontale Bewegung). Der aus dieser Approximation entstehende Wind wird als geostrophischer Wind \vec{v}_{geo} bezeichnet und berechnet sich folgendermaßen:

$$f\vec{k} \times \vec{v}_h = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_h p$$

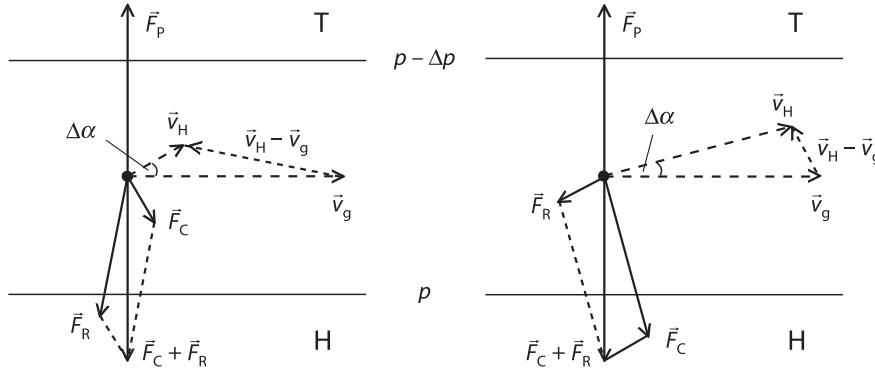


Abbildung 2.5: Entstehung vom Reibungswind (\vec{v}_H) anhand der Kräftegleichgewichte von \vec{F}_p , \vec{F}_C und \vec{F}_R . $\Delta\alpha$ beschreibt den Ablenkungswinkel zwischen \vec{v}_{geo} und \vec{v}_H . Links ist ein Fall mit starker Reibung, rechts mit geringerer Reibung dargestellt (Kraus, 2004).

$$\vec{v}_{geo} = \left(\frac{1}{\rho f}\right) \vec{k} \times \vec{\nabla}_h p \quad (2.5)$$

In der freien Atmosphäre kann der horizontale Wind über großräumigen Gebieten annähernd durch die geostrophische Approximation beschrieben werden.

In der Grenzschicht ist die Reibungskraft nicht vernachlässigbar. Durch die Reibung wird die Windgeschwindigkeit des realen Windes im Gegensatz zum geostrophischen Wind abgeschwächt. Der vorhandene Wind wird auch als subgeostrophisch bezeichnet. Die Coriolisbeschleunigung ist von der Windgeschwindigkeit abhängig und ist somit schwächer als im geostrophischen Fall. Der Druckgradient überwiegt. Er wird nicht durch die Coriolisbeschleunigung ausgeglichen. Der entstehende Wind wird dadurch zum tieferen Druck abgelenkt. Dieser Wind besitzt eine sogenannte ageostrophische Windkomponente \vec{v}_{ag} . Als ageostrophisch wird hierbei die Differenz zwischen dem wirklichen Wind \vec{v} und dem geostrophischen Wind \vec{v}_{geo} bezeichnet.

$$\vec{v}_{ag} = \vec{v} - \vec{v}_{geo} \quad (2.6)$$

In Abbildung 2.5 sind die Kräfte diagramme für \vec{F}_p , \vec{F}_C und \vec{F}_R dargestellt. \vec{v}_H bezeichnet den entstehenden Reibungswind. Die ageostrophische Windkomponente kann durch $\Delta\alpha$ beschrieben werden. Dieser Ablenkungswinkel zwischen realem Wind und geostrophischem Wind hängt von der Windgeschwindigkeit und der Bodenrauigkeit ab. Die Rauigkeit ist am Boden am höchsten, sodass hier die größten Abweichungen auftreten. In der Höhe nähert sich der reale Wind dem geostrophischen Wind an.

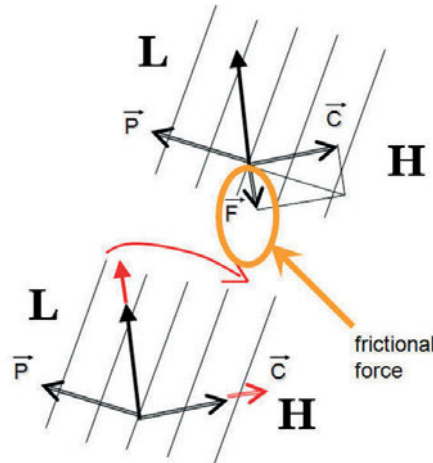


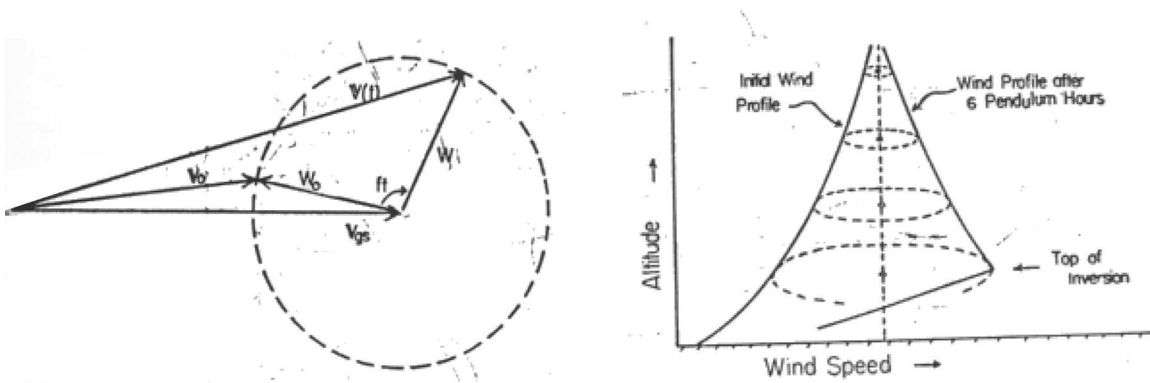
Abbildung 2.6: Kräftegleichgewicht während der Ausbildung eines LLJs, (oberes Kräftegleichgewicht) am Tag, (unteres Kräftegleichgewicht) nach der Ausbildung der stabilen Grenzschicht. L steht für tiefen Druck, H für hohen Druck, \vec{P} entspricht \vec{F}_P , \vec{C} entspricht \vec{F}_C und \vec{F} ist die Reibungskraft \vec{F}_R . Die roten Pfeile markieren die Veränderungen des Kräftegleichgewichts in der Nacht im Vergleich zum Tag (Emeis, 2014).

Trägheitsoszillation In wolkenfreien Strahlungsnächten kann es zur Ausbildung einer stabilen nächtlichen Grenzschicht kommen (siehe Kapitel 2.1). Durch die fehlende Sonneneinstrahlung setzt eine Strahlungsabkühlung ein, der thermische Wärmefluss wird negativ. Die Luft wird thermisch stabilisiert und die turbulenten Flüsse werden reduziert. Schon in einigen 100 Metern Höhe kann eine annähernd reibungsfreie Strömung vorliegen (Kottmeier, 1982). Bodennah bildet sich eine stabile Schichtung aus, es entsteht eine nächtliche Inversionsschicht. Dadurch wird die tagsüber vorhandene Kopplung der Atmosphäre mit der Bodenschicht über der Inversionsschicht aufgehoben. Durch den plötzlichen Wegfall der Reibungskomponente, entsteht eine instabile Situation, die eine Beschleunigung der Windgeschwindigkeit bewirkt. War vorher ein Gleichgewicht von Druckgradientbeschleunigung, Coriolisbeschleunigung und der Reibung vorhanden (Gleichung 2.4), kommt es zur Ausbildung eines neuen Kräfteverhältnisses zwischen Druckgradientkraft und Corioliskraft, jedoch mit einer Komponente der Beschleunigung in Richtung der Druckgradientkraft von der Größe der wegfallenden Reibungskomponente (siehe Abbildung 2.6).

Die beschleunigte Bewegung kann durch folgende Gleichung beschrieben werden:

$$\frac{d\vec{v}_h}{dt} = \vec{F}_C + \vec{F}_p = -f\vec{k} \times \vec{v}_h - \frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_h p \quad (2.7)$$

Diese Gleichung ergibt sich mit $\vec{F}_R = 0$ aus der horizontalen Navier-Stokes-Gleichung (Gleichung 2.3) und ist auch unter dem Namen der horizontalen Euler-Gleichung für ein ideales Fluid bekannt.



(a) Hodograph der Trägheitsoszillation

(b) vertikale Jetprofile

Abbildung 2.7: Aus Blackadar (1957), (a) Hodograph der Trägheitsoszillation mit der komplexen Zahl W mit den Anfangsbedingungen \vec{v}_{geo} , \vec{v}_0 und W_0 . (b) schematische Erklärung für die Entstehung eines vertikalen Jetprofils

Der Druckgradient kann die durch den Wegfall der Reibungskomponente beschleunigte Windgeschwindigkeit nicht mehr ausgleichen. Da die Coriolisbeschleunigung von der Geschwindigkeit abhängig ist, nimmt sie zu. In der Folge erfährt der Wind eine Rechtsablenkung (auf der Südhalbkugel eine Linksablenkung). Die Beschleunigung der Windgeschwindigkeit dauert so lange an, bis der Wind parallel zu den Isobaren weht. Durch die zusätzliche Beschleunigung ist die Windgeschwindigkeit nun supergeostrophisch. Die Coriolisbeschleunigung ist der Druckgradientbeschleunigung überlegen und der Wind dreht sich weiter in Richtung des hohen Drucks. Die Druckgradientbeschleunigung ist nun zu dem Wind entgegengesetzt gerichtet und die Windgeschwindigkeiten nehmen ab. Durch die daraus folgende Abnahme der Coriolisbeschleunigung bei gleichzeitig konstantem Druckgradient dreht der Wind sich wieder nach links (Emeis, 2012). Im zeitlichen Verlauf entsteht dabei eine Schwingung des Windes um das geostrophische Gleichgewicht mit dem Radius der ageostrophischen Windkomponente. Diese Schwingung wird als Trägheitsoszillation bezeichnet. Die Lösung ist als Hodograph in Abbildung 2.7a dargestellt. Als Hodograph wird der zeitliche Verlauf des Windvektors bezeichnet. Die Trägheitsoszillation ist vergleichbar mit der Schwingung eines Pendels, welches aus seiner Ruhelage in eine Richtung ausgelenkt wird und zu seinem Ausgangspunkt zurück schwingt, durch die Beschleunigung über diesen Punkt hinaus gerät und zur anderen Seite schwingt. Die Ruhelage im Fall der Trägheitsschwingung ist hierbei das geostrophische Gleichgewicht. Die Auslenkung entspricht dem Wegfall der Reibungskomponente \vec{v}_{ag} .

Mit der Höhe nimmt die ageostrophische Komponente in der Grenzschicht ab. Durch die Abkopplung der Inversionsschicht von der Bodenschicht, in der die Reibung weiterhin eine Rolle spielt, ist der Wegfall der Reibungskomponente in Höhe der Inversions-

schicht am größten (Abbildung 2.7b). Im vertikalen Profil werden hier die höchsten supergeostrophischen Winde entstehen, sodass sich in der Grenzschicht eine Jet-Struktur ausbildet. Die Trägheitsschwingung ist somit eine Theorie für die Entstehung von nächtlichen Low-Level Jets (NLLJ) bei denen supergeostrophische Winde auftreten. In den meisten Fällen wird die Trägheitsschwingung eine Schwingungsperiode nicht durchlaufen können. Bei Tageseinbruch mit Einsetzen der thermischen Turbulenz bricht die Schwingung ein.

Mathematische Herleitung Die Trägheitsoszillation lässt sich unter der vereinfachten Annahme eines konstanten horizontalen Druckgradienten ($\frac{d\vec{v}_{geo}}{dt} = 0$) und dem Verschwinden von vertikaler Bewegung ($w = 0$) mathematisch herleiten (Blackadar, 1957). Die horizontale Bewegungsgleichung (Gleichung 2.7) kann durch das Subtrahieren des geostrophischen Windes auf beiden Seiten folgendermaßen geschrieben werden (eine schrittweise Herleitung hierfür ist im Anhang zu finden):

$$\frac{d(\vec{v}_h - \vec{v}_{geo})}{dt} = -f\vec{k} \times (\vec{v}_h - \vec{v}_{geo}) \quad (2.8)$$

Es folgt eine Aufspaltung der vektoriellen Gleichung in ihre Komponenten. u bezeichnet dabei die Geschwindigkeit in x-Richtung, v die Geschwindigkeit in y-Richtung:

$$\frac{\partial}{\partial t}(u - u_{geo}) = f(v - v_{geo}) \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(v - v_{geo}) = -f(u - u_{geo}) \quad (2.10)$$

Dieses differentielle Gleichungssystem (DGL) lässt sich mit der Einführung der komplexen Zahl W für $\vec{v}_h - \vec{v}_{geo}$ lösen:

$$W = (u - u_{geo}) + i(v - v_{geo}) \quad (2.11)$$

Setzt man W in Gleichung 2.8 ein und substituiert Gleichung 2.9 und Gleichung 2.10, ergibt sich:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial W}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial t}((u - u_{geo}) + i(v - v_{geo})) \\
&= \underbrace{\frac{\partial}{\partial t}(u - u_{geo})}_{2.9} + i \underbrace{\frac{\partial}{\partial t}(v - v_{geo})}_{2.10} \\
&= f(v - v_{geo}) - if(u - u_{geo}) \\
&= -if \underbrace{((u - u_{geo}) + i(v - v_{geo}))}_W \\
\frac{\partial W}{\partial t} &= -ifW \tag{2.12}
\end{aligned}$$

Die Integration der Gleichung mit $W_0 = (\vec{v}_0 - \vec{v}_{geo})$ liefert die Lösung des Gleichungssystems:

$$W = W_0 e^{-ift} \tag{2.13}$$

Die Lösung der DGL beschreibt unter der Voraussetzung von $\vec{v}_{geo} \neq 0$ und $\vec{v}_{ag,0} \neq 0$ einen Hodographen des Windes \vec{v}_h um den geostrophischen Wind \vec{v}_{geo} in Form eines Kreises mit dem Radius der ageostrophischen Windkomponente (Gleichung 2.6) zum Zeitpunkt $t = 0$ (siehe auch Abbildung 2.7a).

$$R = W_0 = |\vec{v}_0 - \vec{v}_{geo}| = |\vec{v}_{ag,0}| \tag{2.14}$$

Die Periodendauer T der Schwingung hängt vom Breitengrad φ der räumlichen Region ab:

$$T = \frac{2\pi}{f} \tag{2.15}$$

Mit dem Coriolisparameter $f = 2\omega_{Erde} \sin(\varphi)$ und der Winkelgeschwindigkeit der Erde $\omega_{Erde} = 2\pi/T_{Erde}$ lässt sich die theoretische Schwingungsdauer der Trägheitsoszillation für eine Region berechnen.

Der Windhodograph weicht häufig vom idealen Kreis ab, was in der Praxis zu erwarten ist. Die Annahme eines konstanten horizontalen Druckgradienten und das Verschwinden jeglicher Vertikalbewegungen ist in der Realität nicht einzuhalten. Auch die Instationarität des Windvektors aufgrund des Tagesgangs, Geschwindigkeitdivergenzen und das Wirken von Krümmungsvorticity haben einen Einfluss auf die Amplitude und den Zeitpunkt der maximal auftretenden Geschwindigkeiten (Klose, 2006).

In vielen Untersuchungen wird die Entstehung von NLLJs mit der Trägheitsoszillation

als dominanten Entstehungsmechanismus erklärt (beispielsweise in Baas et al., 2009; Emeis, 2014; Gebauer et al., 2017; Shapiro and Fedorovich, 2009; Shapiro et al., 2016; Van de Wiel et al., 2010).

2.4 Thermodynamische Zirkulation

Komplexes Gelände beeinflusst die Luftströmung in vielfacher Hinsicht. Gebirgszüge beispielsweise reichen weit in die Atmosphäre hinein und bilden Barrieren für anströmende Luftmassen. Dadurch sind die Luftmassen zum Über- oder Umströmen der Hindernisse gezwungen. In Tälern kommt es zu Kanalisierungseffekten und auch verstärkt zur Ausbildung von Inversionen. Im Lee von Gebirgszügen können sich Fallwinde, sogenannte Föhnwinde, ausbilden. Bei wolkenlosem Himmel und schwachen großräumigen Strömungen können sich thermische Windsysteme entwickeln. Diese sind eine Folge von horizontalen Temperaturunterschieden, die aufgrund von unterschiedlicher Erwärmung und Abkühlung im Gelände entstehen. Diese Phänomene prägen maßgeblich die Strömungsverhältnisse im komplexen Gelände (Heimann et al., 2007). Die Mechanismen dieser Strömungsmuster sind dabei abhängig von lokalen und regionalen Faktoren, wie der Geometrie der Geländestruktur, der Eigenschaften der Bodenoberfläche, der Ausbildung von thermischen Strukturen in der Atmosphäre, dem vorhandenen Energiebudget und der großräumigen synoptischen Lage, die die Entwicklung einer Strömung ermöglicht oder als Randbedingung beeinflusst (Zardi and Whiteman, 2012). Viele dieser Faktoren beeinflussen sich gegenseitig, sodass eine zusammenhängende Betrachtungsweise der Strömungsverhältnisse an einem Ort mit einer komplexen Geländestruktur notwendig ist.

LLJs im komplexen Gelände Die Ausbildung von LLJs können durch das Vorhandensein eines komplexen Geländes verursacht oder unter verschiedenen Umständen begünstigt werden. Dafür gibt es vielfach Untersuchungen: Holton (1967) erklärt das bevorzugte Auftreten von NLLJs in den Great Plains und das Auftreten von supergeostrophischen Winden mit Geschwindigkeiten, die durch eine Trägheitsoszillation alleine nicht erklärt werden können, durch das Vorhandensein einer Hangneigung in der Region. In Liu et al. (2000) wird die Entstehung von LLJs im komplexen Gelände im südlichen Iran untersucht. LLJs entstehen hier durch Strömung, die dem Gelände folgt und kanalisiert wird. Die Strömung wird einerseits synoptisch angetrieben, andererseits ist aufgrund steiler Hänge eine hangabwärts gerichtete Bewegung kalter Luft, also ein thermischer Antrieb, vorhanden. Anders als im vorherigen Fall beschreiben Chrust et al. (2013) die Entstehung von LLJs am Talausgang des Weber Canyons in

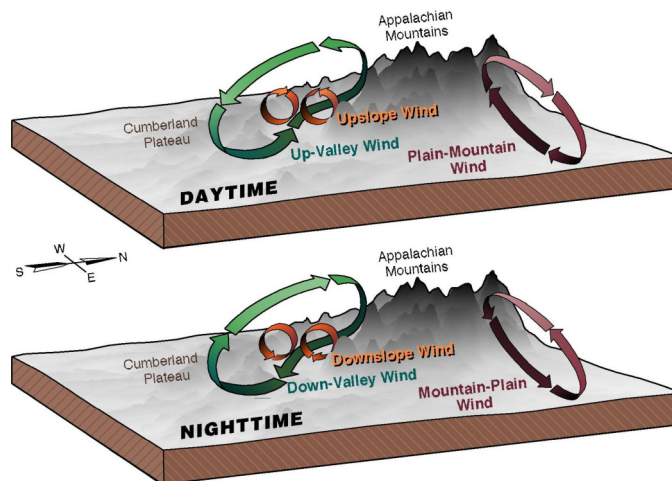


Abbildung 2.8: Komponenten einer Bergwindzirkulation exemplarisch in der Region der Appalachen. Am Tag sind Hangeinwinde, Talaufwinde und eine Strömung von der Ebene Richtung Bergregion ausgebildet. In der Nacht dreht sich die Zirkulation um (Whiteman, 2000).

Utah (USA) während des Vorhandenseins von Schönwetterlagen, also ohne synoptischen Antrieb bei wolkenfreiem Himmel. Der Jet entsteht in diesem Fall typischerweise nachts durch thermisch angetriebene Talauswinde (down-valley flow) und bildet aufgrund der Öffnung der Schlucht die typische Jetstruktur am Talausgang und auch in der Ebene dahinter aus. Auch die Untersuchung von Schmidli et al. (2009) beschäftigt sich mit einer thermisch angetriebenen Strömung im Tal als Ursache von NLLJs.

Die vielfältigen unterschiedlichen Möglichkeiten von topografischen Gegebenheiten und thermischen Antriebsmechanismen von Strömungen, durch die LLJs entstehen können, sorgen dafür dass die Erscheinungsbilder von LLJs sehr unterschiedlich ausfallen können (Rife et al., 2010). Die physikalischen Grundlagen der thermisch angetriebenen Zirkulation in Bergregionen soll im Folgenden vorgestellt werden.

Entstehung thermodynamischer Zirkulationssysteme Die tagesperiodischen lokalen Windsysteme können sich im komplexen Gelände aller Größenordnung, von kleinen Hügeln bis zu massiven Gebirgskomplexen, ausbilden. Die Ursache sind horizontale Temperaturdifferenzen, die durch unterschiedliche Erwärmung oder Abkühlung der bodennahen Atmosphärenschichten, hervorgerufen durch lokale Reliefeigenschaften, entstehen. Dies führt zu horizontalen Druckdifferenzen und somit zu lokalen Ausgleichsströmungen. Diese lokalen Windsysteme sind besonders stark ausgeprägt, wenn der Himmel wolkenfrei ist und kaum synoptischer Antrieb vorhanden ist, der die thermische Zirkulation überlagern würde. Diese gradientenschwachen Wetterlagen mit starker solarer Einstrahlung sind vor allem bei einer stabilen Hochdrucklage vorhanden.

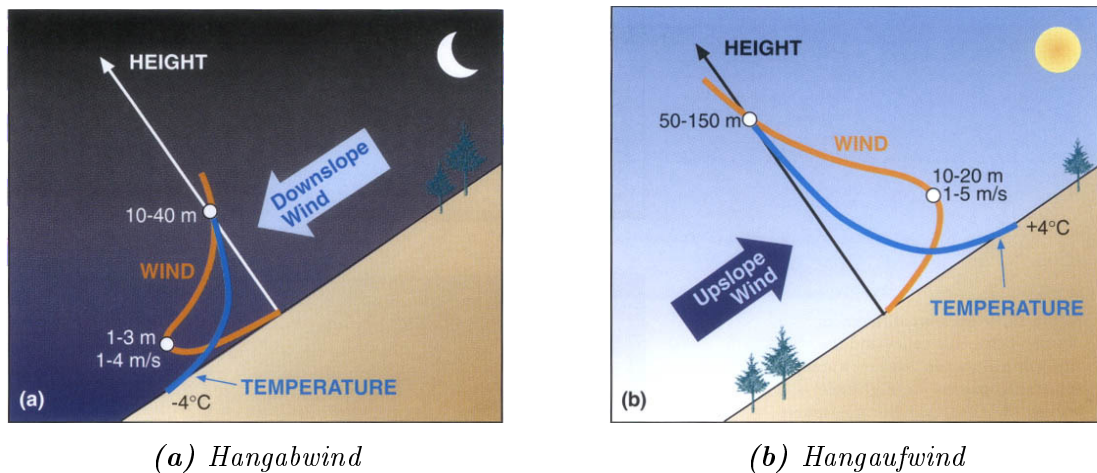


Abbildung 2.9: Darstellung der Hangwindzirkulation. (a) mit Hangabwinden in der Nacht und (b) mit Hangaufwinden am Tag (Whiteman, 2000).

Die Häufigkeit des Auftretens dieser thermisch angetriebenen lokalen Zirkulationssysteme hängt somit neben den Eigenschaften des Geländes im wesentlichen von den meteorologischen Bedingungen ab (Whiteman, 2000).

Die Atmosphäre in einer Bergregion kann vereinfacht in drei Regionen, in der sich thermische Strukturen ausbilden, eingeteilt werden: die Hangatmosphäre, die Talatmosphäre und die Bergatmosphäre. Die in der Hangatmosphäre durch einen Temperaturunterschied zwischen der Luft direkt am Hang und der Luft in der Mitte des Tals entstehende Zirkulation wird als Hangwind (slope wind) bezeichnet. In der Talatmosphäre unterscheidet man die Strömung längs des Tals (along-valley wind) durch Temperaturdifferenzen (innerhalb des Tals oder auch zwischen Tal und der vorgelegenen Ebene) und der Strömung quer zum Tal (cross-valley wind), der durch unterschiedlich stark erwärmte gegenüberliegende Seitenhänge verursacht wird. In der Bergatmosphäre entsteht eine Zirkulation zwischen der Luft über der Bergregion und der umliegenden Ebene, die Luft vom Berg hin oder weg bewegt. Diese Berg-Ebene-Zirkulation (plain-mountain system) kann großskaligere Windsysteme erzeugen. Die thermischen Bergwindzirkulationen sind in Abbildung 2.8 exemplarisch dargestellt. Die Komponenten der Bergwindzirkulation beeinflussen sich und interagieren miteinander. Die Beobachtung in ihrer reinen Form ist somit kaum möglich (Whiteman, 2000; Zardi and Whiteman, 2012).

In Abbildung 2.9 ist charakteristisch die Hangwindzirkulation in der Nacht (a) und am Tag (b) dargestellt. Die Zirkulation wird durch den Temperaturunterschied zwischen der Luft über einem Hang und der Umgebungsluft in gleicher Höhe angetrieben. Am Tag ist die Grenzschicht am Hang wärmer, als die Umgebungsluft in gleicher Höhe. Somit ist eine positive Auftriebskraft vorhanden. Es entsteht eine Strömung den Hang

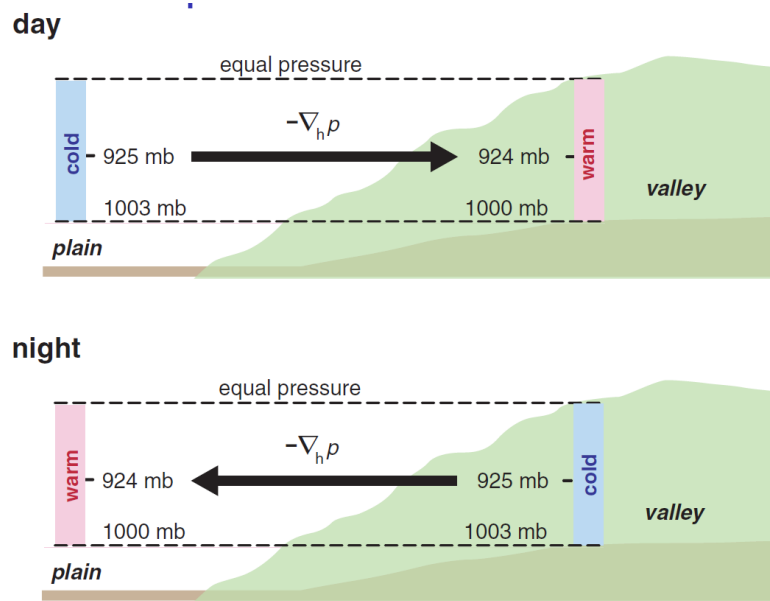


Abbildung 2.10: Entstehung einer Talwindzirkulation aufgrund von horizontalen Druckdifferenzen am Tag (oben) und in der Nacht (unten). Das hellere Grün kennzeichnet die Umrisse der Berghänge, in dem sich die Talatmosphäre befindet. In der Nacht entwickelt sich ein höherer Druck im Tal, woraus eine Strömung aus dem Tal heraus entsteht. Darstellung von Markowski and Richardson (2010), adaptiert von Whiteman (2000) und Hawkes (1947).

hinauf (Hangaufwind oder im Englischen upslope-wind). In der Nacht kühlt sich die Grenzschicht am Hang schneller ab, als die Umgebungsluft. Die Luft sinkt aufgrund der höheren Dichte ab und es entsteht eine Strömung den Hang hinunter (Hangabwind oder downslope-wind). Hangwinde treten mit Windgeschwindigkeiten in einer Größenordnung von 1 bis 5 m/s auf. Die Hangabwinde entstehen beim Sonnenuntergang, wenn der Hang in den Schatten gerät. Anders herum ist bei Hangaufwinden der größte Temperaturgradient am Vormittag zwischen den sonnenbeschienenen Hängen und der kalten Talatmosphäre. Die Temperaturgradienten sind in Bodennähe am größten. Durch die Reibung liegen die maximalen Windgeschwindigkeiten einige Meter über dem Erdboden, sodass sich eine Jetstruktur ausbildet. Das Jetmaximum der Hangabwinde ist in Höhen von 5 m über Grund zu finden (Whiteman, 2000).

Winde längs des Tals, sogenannte along-valley winds, sind Ausgleichsströmungen aufgrund einer horizontalen Temperatur- und somit Druckdifferenz entlang des Tals oder des Tals und der anschließenden Ebene (siehe Abbildung 2.10). Die Ursache ist der unterschiedliche Tagesgang der Temperaturen an den verschiedenen Orten. Die Talatmosphäre erwärmt sich schneller und kühlt sich schneller ab, als die Atmosphäre des umliegenden Flachlandes. Auch innerhalb des Tals können Unterschiede auftreten. In

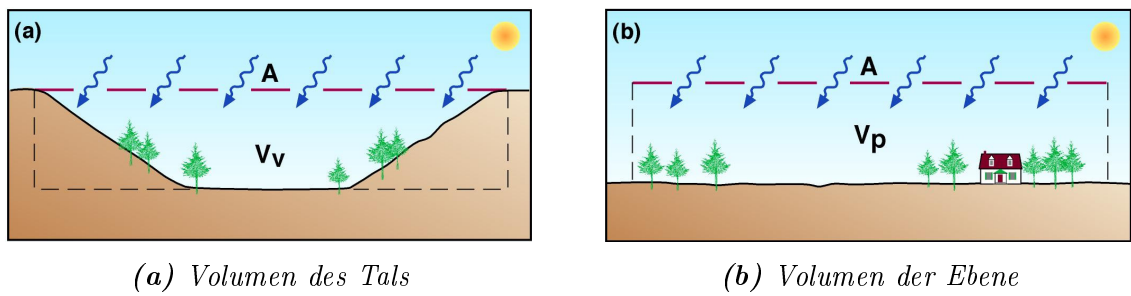


Abbildung 2.11: Querschnitt des Luftvolumens eines Tals (a) und einer Ebene (b). Das Volumen des Tals V_v ist kleiner als das Volumen der Ebene V_p bei einer gleichen Fläche A und kann sich bei gleicher solarer Einstrahlung stärker erwärmen (Whiteman, 2000).

der Nacht sinkt die Luft in der Talatmosphäre durch die stärkere Abkühlung, es entsteht ein höherer Druck als in der Ebene, wo die Abkühlung nicht ganz so stark ausgeprägt ist. Es entsteht eine Strömung vom hohen zum tieferen Druck das Tal hinab. Am Tag ist die Situation spiegelverkehrt. Die Luft erwärmt sich im Tal stärker und steigt auf. Es bildet sich lokal ein tieferer Druck aus und es entwickeln sich talaufwärtsgerichtete Winde. Der Druckgradient ist am Boden am stärksten ausgeprägt und nimmt mit der Höhe ab. Es ist sogar möglich, dass der Gradient sich ab einer gewissen Höhe umdreht. Durch die Reibungskomponente am Boden kann sich in der Grenzschicht eine Jetstruktur ausbilden (Whiteman, 2000).

Eine Erklärung für die differentielle Erwärmung von Tal und Ebene folgt aus dem Konzept des topographic amplification factor (TAF), welches von verschiedenen Autoren untersucht wurde (Steinacker, 1984; Wagner, 1932). In der deutschen Literatur ist diese Theorie unter dem Namen Volumeneffekt bekannt (Abbildung 2.11). Es basiert darauf, dass ein gegebenes Energiebudget bei einer Talatmosphäre ein kleineres Volumen erwärmen muss, als über der gleichen Fläche einer Ebene. In der Nacht kühlt dann das kleinere Volumen über dem Tal auch schneller ab. Bei dieser Theorie wird vereinfacht angenommen, dass keine Wärme des Tals mit der freien Atmosphäre ausgetauscht wird. Dies ist in der Realität nicht einzuhalten, da die obere Volumengrenze keine feste Randbedingung darstellt. In der Praxis ist es zudem schwierig, das Talvolumen und die genauen Wärmeflüsse einzuschätzen. Ein weiterer Aspekt ist, dass die Talatmosphäre, besonders unter schwachen Hintergrundwindverhältnissen, vor Massen und Wärmeaustausch durch die umliegende Topografie geschützt ist und die Erwärmung oder Abkühlung konzentrierter, mit weniger Austauschprozessen, als in der Ebene, abläuft (Whiteman, 2000; Zardi and Whiteman, 2012). Es wurden Druckgradienten von 5 hPa über 100 km Entfernung beobachtet. An einem Tag mit starker solarer Einstrahlung sind in Höhen von 500 bis 1000 m über dem Grund Jetgeschwindigkeiten von 5

bis 10 m/s im Inntal aufgetreten (Vergeiner and Dreiseitl, 1987). Die Ausbildung von Talwinden ist im Vergleich zu den Hangwinden nicht von einer Hangneigung abhängig, sondern geht auf die geometrischen Formen des Geländes zurück.

Ein größerskaliges thermisches System ist die Berg-Ebene-Zirkulation zwischen der Luftschicht über einer Bergregion oder den Seitenhängen der Berge und der Luftschicht der anliegenden Ebene. In der Nacht ist die Luft über der Bergregion kälter, am Tag wärmer. Diese Temperaturdifferenzen verursachen auch hier horizontale Druckgradienten, die großräumige Ausgleichsbewegungen verursacht (Weissmann et al., 2005). Diese sind mit Windgeschwindigkeiten unter 2 m/s eher schwach ausgeprägt und können leicht durch vorherrschende großskaligere Strömungen überlagert werden. Nach diesem Prinzip lassen sich auch thermisch angetriebene Strömungen zwischen einer Hochebene und dem umliegenden tieferen flachen Land erklären. Hangwinde von der Hochebene zu den umliegenden Ebenen sind ein Teil dieser Zirkulation. Da in diesem Fall kein Volumeneffekt vorliegt, treten schwächere Windgeschwindigkeiten als bei den Talwinden auf (Whiteman, 2000).

Zusammengefasst sind am Tag Hangaufwinde, aufwärts gerichtete Talströmungen und Strömungen von der Ebene zum Gebirge vorhanden, in der Nacht entwickeln sich umgekehrt Hangabwinde, Talauswinde und Strömungen von der Bergregion zur vorgelegerten Ebene (Whiteman, 2000). Dabei wird die Strömung im komplexen Gelände durch eine Überlagerung der verschiedenen Komponenten bestimmt.

2.5 Low-Level Jets und ihr Potential für die Windenergie

Der Rohstoff für die Energiegewinnung bei Windkraftanlagen ist der Wind. Diese Energiequelle ist einerseits erneuerbar, andererseits ist sie mit großen Fluktuationen verbunden. Um das Windpotential an verschiedenen Standorten zu begutachten oder Windturbinen im Hinblick auf Belastungen und Potential auszulegen, spielt die Abschätzung und Prognose dieser zeitlichen und räumlichen Variabilität eine entscheidende Rolle.

Allgemeine technische Anforderungen für die Konstruktion von Windenergieanlagen sind in der internationalen Norm für Windenergieanlagen von der International Electrotechnical Commission (IEC 61400) festgelegt. Die Anforderungen sollen sicherstellen, dass Windkraftanlagen ohne größere Schäden ihre geplante Lebensdauer erreichen. In den meisten Fällen liegt diese in einem Zeithorizont von etwa 20 Jahren (IEC, 2005). In den Normen sind unter anderem Anforderungen zu Lasten, Schallemissionen und der Standorteignung enthalten.

Nach den Windbedingungen an einem Standort werden die Windkraftanlagen in verschiedene Windklassen eingeteilt. In Tabelle 1 sind die Werte der IEC-Norm dargestellt.

Windklasse		I	II	III
	$v_{ref} [ms^{-1}]$	50	42,5	37,5
A			0,16	
B	$I_{ref} [-]$		0,14	
C			0,12	

Tabelle 1: Parameter der Windklassen aus IEC (2005). Windturbinen der Klasse A werden für Standorte mit höherem Turbulenzcharakter, der Klasse B mit mittleren und der Klasse C mit niedrigen, designed. v_{ref} entspricht der Referenzwindgeschwindigkeit, I_{ref} dem Referenzwert für die Turbulenzintensität.

Diese sind abhängig von der lokalen Windgeschwindigkeit und Turbulenz in Rotorhöhe. Die Referenzwindgeschwindigkeit v_{ref} beschreibt die Auslegung einer Windturbine auf Extreme der 10-Minutenmittel in Nabenhöhe, die Wiederkehrperioden von 50 Jahren oder größer besitzen (IEC, 2005). Die Referenz für die Turbulenzintensität I_{ref} ergibt sich aus dem Erwartungswert der Turbulenzintensität bei 15 m/s in Nabenhöhe z_N . Sie berechnet sich aus dem Verhältnis der Standardabweichung der Windgeschwindigkeit σ_u zur mittleren Windgeschwindigkeit \bar{u} (Emeis, 2012):

$$I_{ref} = \frac{\sigma_u}{\bar{u}(z_N)} \quad (2.16)$$

Die Windklassen dienen zur standortspezifischen Auslegung von Windkraftanlagen. Windkraftanlagen besitzen eine Einschalt-(cut-in) und eine Abschaltwindgeschwindigkeit (cut-out). Die Einschaltgeschwindigkeit hängt von der Überwindung der Reibungskräfte ab, an denen die Rotorblätter anfangen sich zu drehen. Oft wird diese etwas höher festgelegt, sodass ein ständiges Ein- und Ausschalten vermieden wird. Wenn durch zu hohe Windgeschwindigkeiten die Belastung der Anlage zu groß wird, wird der Lastbetrieb abgeschaltet, sodass keine Energielieferung stattfindet. Diese sogenannte Abschaltwindgeschwindigkeit liegt in der Regel bei 20 bis 25 m/s, ist jedoch kein allgemein verbindliches Kriterium (Hau, 2003). Die Nennwindgeschwindigkeit gibt an, bei welcher Windgeschwindigkeit die angegebenen elektrische Nennleistung erreicht wird. Auf Änderungen der Windgeschwindigkeit in diesem Bereich reagiert die Leistung einer Windkraftanlage besonders sensitiv (Pichugina et al., 2017).

Ein anderer wichtiger Aspekt für die Windenergie ist das durchschnittliche Vertikalprofil der horizontalen Windgeschwindigkeit. Diese wird typischerweise mathematisch durch das logarithmische Windprofil (Gleichung 2.17) oder das Potenzgesetz nach Hellmann (Gleichung 2.18), in der Literatur auch unter dem Begriff Power Law zu finden, abgeschätzt (Emeis, 2012).

$$\vec{v}(z) = \vec{v}(z_r) \frac{\ln(\frac{z}{z_0})}{\ln(\frac{z_r}{z_0})} \quad (2.17)$$

$$\vec{v}(z) = \vec{v}(z_r) \left(\frac{z}{z_r}\right)^\alpha \quad (2.18)$$

$\vec{v}(z)$ beschreibt die Windgeschwindigkeit in Höhe z über Grund, z_r ist die Referenzgeschwindigkeit in Höhe z_r über Grund, z_0 entspricht der Rauigkeitslänge und α dem Windscherungsexponenten (IEC, 2005).

Das logarithmische Windprofil gilt für eine neutrale thermische Schichtung in der Prandtl-Schicht. In anderen Schichtungen müssen bestimmte Abweichungen einbezogen werden. In vielen Fällen wird das Power Law durch seine einfache mathematische Beschreibung verwendet. Anders als das logarithmische Windprofil, oder das logarithmisch-lineare Profil für verschiedene Schichtungen, beruht das Power Law nicht auf physikalischen Grundlagen, sondern wird durch empirischen Werte ermittelt (Emeis, 2012). Für das normale Windprofilmodell wird ein Exponent von $\alpha = 0,2$ angenommen (IEC, 2005). Der Exponent ist abhängig von der Rauigkeit und der thermischen Stabilität (Emeis, 2012). Die Werte variieren von 0,1 bei glatten Oberflächen bis zu 0,4 bei rauen Oberflächen im komplexen Gelände (Sisterson and Frenzen, 1978). In der Prandtl-Schicht ist die Winddrehung mit der Höhe vernachlässigbar. Mit modernen Nabenhöhen von Windturbinen, die bei über 100 m liegen, reichen die Rotorblätter weit in die Ekman-Schicht, die von einer Winddrehung mit der Höhe gekennzeichnet ist, hinein. Um das vertikale Windprofil zu beschreiben, reicht ein einfaches logarithmisches Profil oder ein einfaches Potenzgesetz nicht mehr aus (Emeis, 2012).

Durch LLJs wird das vertikale Windprofil stark verändert. Bei Ertragsrechnungen für Windenergieanlagen an einem gewissen Standort, die auf Windgeschwindigkeiten aus dem Power Law beruhen, können durch das häufige Auftreten von LLJs große Abweichungen zu Stande kommen (Pichugina et al., 2017). Durch LLJs wird einerseits das Energiepotential gesteigert, da in der unteren Troposphäre stärkere Windgeschwindigkeiten vorhanden sind. Wilczak et al. (2015) zeigt, dass durch LLJs der Kapazitätsfaktor von Windparks auf Werte von über 60 % während der nächtlichen Stunden ansteigt. Der Kapazitätsfaktor beschreibt dabei das Verhältnis des tatsächlichen Energieertrages zu der installierten Nennleistung. Der durchschnittliche europäische Kapazitätsfaktor von Onshore-Windkraftanlagen lag im letzten Jahr in Europa bei 22 % (Komusanac et al., 2019). Andererseits müssen auch negative Effekte auf die Struktur der Windenergieanlage betrachtet werden (Gutierrez et al., 2016). Ein Grund sind die im Zusammenhang mit LLJs auftretenden starken vertikalen Windscherungen (Gleichung 2.19). Die vertikale Windscherung S berechnet sich über die Änderung der horizontalen Windge-

schwindigkeit v_h mit der Höhe z :

$$S = \frac{\partial \vec{v}_h}{\partial z} \quad (2.19)$$

Die Windscherung in der Rotorebene ist für die Windkraftanlage dabei von besonderem Interesse. Die Höhe des Jetmaximums im Vergleich zur Nabenhöhe bestimmt, ob die Rotorblätter von einer positiven, negativen oder positiv und negativen Scherung beeinflusst werden (Pichugina et al., 2017). Die stärkere positive Windscherung führt zu einer stärkeren zyklischen aerodynamischen Belastung der Rotorblätter (Gutierrez et al., 2016). LLJs stellen für die gesamte Struktur eine höhere Belastung dar. Durch die höheren Windgeschwindigkeiten, die zu einer stärkeren Drehung der Rotorblätter führen, die Windscherung, die die gesamte statische Struktur der Windkraftanlage beeinflusst und auch zu einer stärkeren Deformation der Rotorblätter führt, nimmt der Ermüdungsprozess der Windkraftanlage stärker zu und die Lebensdauer ab (Gutierrez et al., 2016). Im Gegensatz dazu zeigt eine Studie von Gutierrez et al. (2017), dass negative Windscherungen zu einer Reduktion der Lasten von Windturbinen führt. Dies ist speziell der Fall, wenn eine negative Scherung über der gesamten Rotorfläche vorhanden ist. Dieser Effekt ist besonders für höhere Windkraftanlagen interessant, wenn das Jetmaximum unterhalb der Rotorebene vorhanden ist. Die Belastungen werden mithilfe sogenannter FAST-(Fatigue, Aerodynamics, Structures, and Turbulence) Simulationen berechnet.

In der Studie von Pichugina et al. (2017) werden Werte für die vertikale Windscherung während LLJs im Rotorlayer im Bereich von $0,03 \text{ s}^{-1}$ beobachtet. Unterhalb des Jetmaxima sind Scherungen bis $0,1 \text{ s}^{-1}$ zu finden. Emeis (2014) stellt Werte für die Windscherung bei LLJ-Ereignissen unterhalb von 160 m über Grund im Bereich von $0,04$ bis $0,08 \text{ s}^{-1}$ fest.

Eine weitere wichtige Eigenschaft, die Auswirkungen auf die Struktur der Windturbine hat, ist die Windrichtungsänderung mit der Höhe D (Gutierrez et al., 2016).

$$D = \frac{\partial \text{dir}}{\partial z} \quad (2.20)$$

dir entspricht der Windrichtung und z der Höhe. Die Winddrehung führt neben der Scherung zu einer zusätzlichen Belastung der Rotorblätter. Bei Emeis (2014) werden während LLJ-Ereignissen vertikale Winddrehungen im Bereich von $-0,4$ bis $0,6$ Grad pro Meter in einer Höhe zwischen 110 und 160 m über Grund beobachtet. Die meisten Werte lagen jedoch im Bereich von 0 bis $0,2$ Grad pro Meter. In Gutierrez et al. (2016) treten während LLJs Drehungen von 1 Grad pro 16 Meter im Uhrzeigersinn über dem Jetmaximum und 1 Grad pro 6 Meter gegen den Uhrzeigersinn unterhalb

des Jetmaximas auf. Wenn sich diese entgegengesetzten Richtungsrichtungen in der Rotorebene befinden, kann es zu Verdrehungen der Rotorblätter kommen.

Ein weiterer interessanter Punkt im Zusammenhang von LLJs und der Windenergieerzeugung ist der Zeitpunkt des Auftretens von LLJs. Es stellt sich die Frage, ob der Zeitpunkt einer größeren Energieproduktion durch die LLJs mit dem Zeitpunkt eines stärkeren Verbrauchs elektrischer Energie zusammenfällt. Mit der Kopplung von Solar- und Windenergie könnten nächtliche LLJs den Wegfall der Solarenergie teilweise kompensieren und einen positiven Effekt auf die Netzstabilität haben.

Für die Windenergiebranche hat das Wissen über die Position, die Häufigkeit und die Entstehungsmechanismen von LLJs eine große Bedeutung. Mit diesen Erkenntnissen lassen sich LLJ-Ereignisse besser vorhersagen und somit kann auch das Windenergiepotential für einen Standort realistischer abgeschätzt und die Belastungen der Windkraftanlage und ihre Lebensdauer berechnet werden (Wallace, 2015). Mit der steigenden Zunahme von Nabenhöhe der Windturbinen wird die Bedeutung des Einflusses von LLJs in der Zukunft zunehmen (Gutierrez et al., 2016).

3 Datengrundlage

3.1 Feldmesskampagne Perdigão 2017

Die Feldmesskampagne in Perdigão (Portugal) im Jahr 2017 ist eine Messkampagne im Rahmen des Projekts „New European Wind Atlas“ (NEWA), welches das Ziel verfolgt öffentlich zugängliche Informationen zur Einschätzung des Windenergiepotentials für die Aufstellung von Windenergieanlagen zu erfassen und bereitzustellen. Dazu sollen Daten in einheitlich hoher räumlicher sowie zeitlicher Auflösung für ganz Europa bereit gestellt werden. Für NEWA werden Daten mit einer räumlichen Auflösung von 3 km und einer zeitlichen Auflösung von 30 min durch WRF-Simulationen erzeugt. Diese können zum weiteren Downscaling von bis zu 100 m verwendet werden. Ziel ist es, dass Winddaten in einer horizontalen Auflösung von möglichst unter 100 m und in für Windenergieanlagen relevanten Höhen zwischen 40 und 300 m in 10 m Auflösung für alle Europäischen Staaten (einschließlich eines 100 km breiten angrenzenden Offshore-Bereiches) vorhanden sind. Gerade in dieser hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung liegen diese Daten jedoch selten vor. Messkampagnen werden zur Validierung der Daten durchgeführt. Diese dienen gleichzeitig als Grundlage für weitere Forschungen in der Grenzschicht.

Das Perdigão-Experiment ist eines von sieben großen Projekten, welches mit dem Ziel der Vermessung und Simulation der atmosphärischen Grenzschicht über komplexem Gelände im Rahmen von NEWA statt findet. Neben Perdigão wurden weitere Messexperimente über komplexem Gelände unter anderem in Kassel (Deutschland) und Alaiz (Spanien) durchgeführt. Messungen im flache Gelände fanden in Østerild (Dänemark) und Hornamossen (Schweden) statt. Für die Untersuchung von relevanten Offshore-Verhältnissen für die Offshore-Windindustrie wurden Messungen auf der Ostsee und Nordsee durchgeführt. Neben den Werten von durchschnittlichen Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten sind Parameter zu Turbulenz, Winddrehung, vertikaler Scherung der Windgeschwindigkeit, Extremwinden und die saisonalen und täglichen Variationen der Windgeschwindigkeit für die Einschätzung der Ressource Wind von Interesse (Mann et al., 2017). Die Messdaten sollen eine experimentelle Datengrundlage zum Strömungsregime der Region in der Grenzschicht bilden. Aus diesen sollen sich nach Möglichkeit gute Rückschlüsse auf andere ähnliche Standorte schließen lassen. Außerdem sollen die Messwerte parallel mit simulierte Modelldaten validiert werden.

Perdigão 2017 Kampagne Die Hauptmessphase (IOP - Intensive Observation Period) des Perdigão-Experiments erfolgte zwischen dem 1. Mai bis zum 15. Juni 2017 (Fernando et al., 2018). Um klimatologische Bedingungen besser abschätzen zu kön-

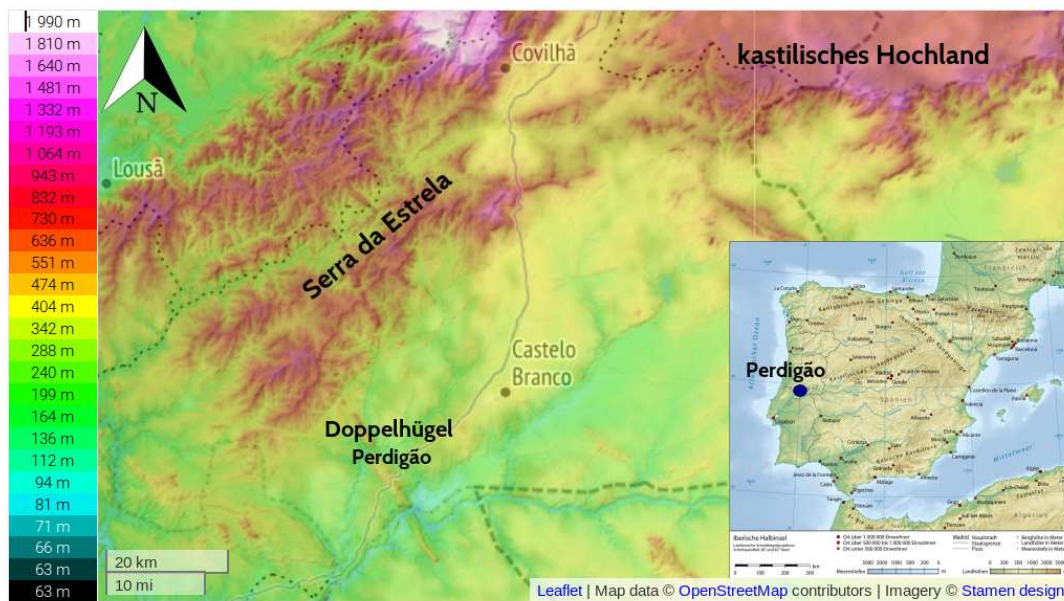


Abbildung 3.1: Topografische Karte der Umgebung von Perdigão (Portugal). Nordwestlich des Doppelhügels befinden sich ein Gebirgszug von Serra da Estrela, im Nordosten beginnt in einer Entfernung von etwa 100 km das kastilische Hochland (bearbeitete Karte von <http://de-de.topographic-map.com/places/Portugal-399066/>, abgerufen am 13.04.2019).

nen wurden bereits im voraus Messungen mit Messtürmen durchgeführt. Neben dem Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR), beteiligten sich viele weitere europäische Institutionen, darunter die Technische Universität Dänemark (DTU), die Universität Porto, die Universität Notre Dame und das Portugiesische Institut für Ozeane und Atmosphäre (Instituto Português do Mar e da Atmosfera) an dem Projekt. Auch Wissenschaftler aus den USA, von der Universität Colorado (Boulder), der Universität Oklahoma, der Universität California (Barkley), dem US Army Research Laboratory und dem National Center for Atmospheric Research (NEAR) nahmen an der Messkampagne teil. Der Forschungsschwerpunkt des DLR lag auf der Untersuchung der Strömung über komplexem Gelände und deren Interaktion mit einer frei stehenden Windenergieanlage.

Serra de Perdigão, das Gelände der Messkampagne, liegt in Portugal in der Gemeinde Vila Velha de Ródão in der Region Castelo Branco, etwa 200 km nordöstlich von Lissabon und 240 km südöstlich von Porto entfernt (siehe Abbildung 3.1). Die umliegende Region ist hügelig und grenzt im Nordwesten in einer Entfernung von rund 20 km an die Ausläufer des Serra da Estrela Gebirgszuges. Das Serra da Estrela besitzt Berge die bis zu 1991 m über NN liegen und ist damit das höchste Gebirge auf dem Festland Portugals. Die 20 km entfernten Bergkuppen liegen in einer Höhe von etwa 900 m über

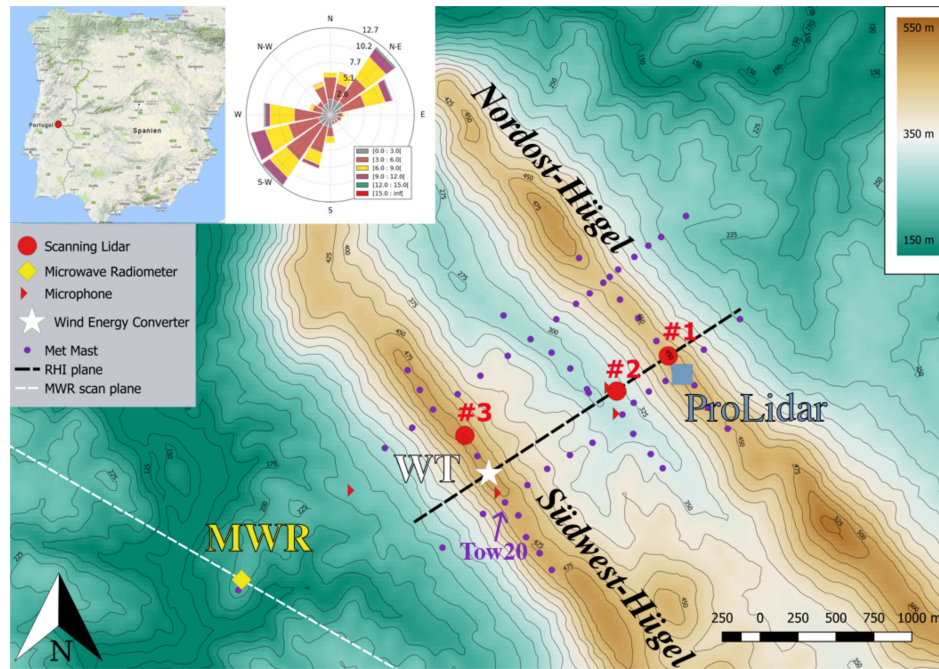


Abbildung 3.2: Überblick über den Standort des Perdigão-Experiments. Die großräumige Region in der sich der Doppelhügel befindet ist in Abbildung 3.1 dargestellt. Zu sehen ist die DLR-Instrumentierung und die meteorologischen Messtürme (lila Punkte). #1, #2 und #3 sind die Standorte der Scanning-Lidar-Geräte des DLR, das gelbe Viereck zeigt den Standort des Mikrowellenradiometers und der Standort des Windprofilidars (ProLidar) ist beim blauen Viereck zu finden. Der weiße Stern kennzeichnet den Standort der Windturbine (WT). Links oben: geografische Lage von Perdigão und eine Windrose eines Sonic-Anemometers auf dem Turms 20 (Tow20) über die Zeit der IOP (Abbildung angepasst von Wildmann et al., 2018b).

NN. In nördlicher bzw. nordnordöstlicher Richtung sind in etwa 100 km Entfernung, in einer Höhenlage von 800 m über NN, Ausläufer des kastilischen Hochlands, (auch unter dem Namen Meseta Central bekannt) zu finden.

Das zu untersuchende Gebiet spannt eine Fläche von 8 x 8 km auf, in der sich zwei parallele Hügel mit einem Abstand von 1400 m befinden. Die Doppelhügel erstrecken sich vom Nordwesten zum Südosten (Abbildung 3.2). Der südwestliche Hügel liegt in einer Höhe von 481 m über NN. Auf ihm steht eine einzelne 2MW- Windturbine. Der nordwestliche Hügel liegt etwas tiefer und erreicht an der Bergkuppe eine Höhe von 454 m über NN. Die Tiefe des Tals zwischen den beiden Hügeln beträgt etwa 200 Meter. Die nahezu parallel liegenden Hügel bilden eine vergleichsweise „einfache“ komplexe Struktur. Dies vereinfacht den Übergang der Simulationen von einer realistischen zu einer idealisierten Topografie im Modell (Wagner et al., 2019).

Die regionale Vegetation besteht überwiegend aus Büschen und Gräsern mit Eukalyptus- und Olivenplantagen. Die Bevölkerungsdichte in dieser Region ist gering. Der Sommer

wird von einem heißen mediterranen Klima beherrscht. Die Winter sind eher mild ausgeprägt. Im klimatologischen Mittel fallen etwa 760 mm Niederschlag, 80 % davon zwischen Oktober und April. Während der Messphase (im Mai und Juni) fallen etwa 12 % (Fernando et al., 2018). Die Hauptwindrichtung in Perdigão wechselt zwischen südwestlicher oder nordöstlicher Richtung. Somit ist in den meisten Stunden eine senkrechte Anströmung zu den Doppelhügeln vorhanden.

Für das Perdigão-Experiment wurde die zu untersuchende Doppelhügel-Region mit einer Vielzahl von Messgeräten ausgestattet (Abbildung 3.2). Insgesamt waren 49 meteorologische Messtürme in Höhen zwischen 10 und 100 Metern, mehr als 180 Sonic-Anemometer, 21 räumliche Scanning-Lidare und 7 Windprofilidare, 3 Mikrowellenradiometer und ein akustisches Windprofiler-Radarsystem (RASS - radio acoustic sounding system) im Einsatz. Zusätzliche wurden alle 6 Stunden Radiosonden gestartet und Schallmessungen mit Mikrofonen durchgeführt (Wagner et al., 2019). In Abbildung 3.2 ist die Lage und Topografie des Doppelhügels mit den Standorten der DLR-Messgeräte und der Windturbine dargestellt (Wildmann et al., 2018b). In dieser Arbeit wurden Messwerte des MWRs, Lidar-Windmesswerte des Leosphere Wind Profilers und Winddaten aus Kompositen der Scanning-Lidare ausgewertet. Die Messmethoden und Daten werden in den nächsten Abschnitten genauer erläutert.

Die Windturbine (WT) ist vom Typ Enercon E-82 E2 und befindet sich mit $39^{\circ}42'25,9''$ nördlicher Breite und $7^{\circ}44'41,4''$ westlicher Länge mittig auf dem südwestlichen Hügel. Sie besitzt eine horizontale Drehachse, ist ein sogenannter Luv-Läufer und besitzt drei

Enercon E-82 E2/2000	
Datum der Inbetriebnahme	2007
Nennleistung	2MW
Rotordurchmesser	82 m
Nabenhöhe	78 m
Anzahl der Blätter	3
überstrichene Fläche	5281m ²
Leistungsdichte	2,65 m ² /kW
Einschaltgeschwindigkeit	2 m/s
Normalwindgeschwindigkeit	12,5 m/s
Abschaltwindgeschwindigkeit	25 m/s
Regelung	Pitch
Windklasse (IEC)	IIa
Windzone (DIBt)	WZIII

Tabelle 2: Technische Daten der Enercon E-82 E2/2000 Windturbine in Perdigão, Portugal (https://www.thewindpower.net/windfarm_de_2622_perdigao.php, abgerufen am 13.04.2019).

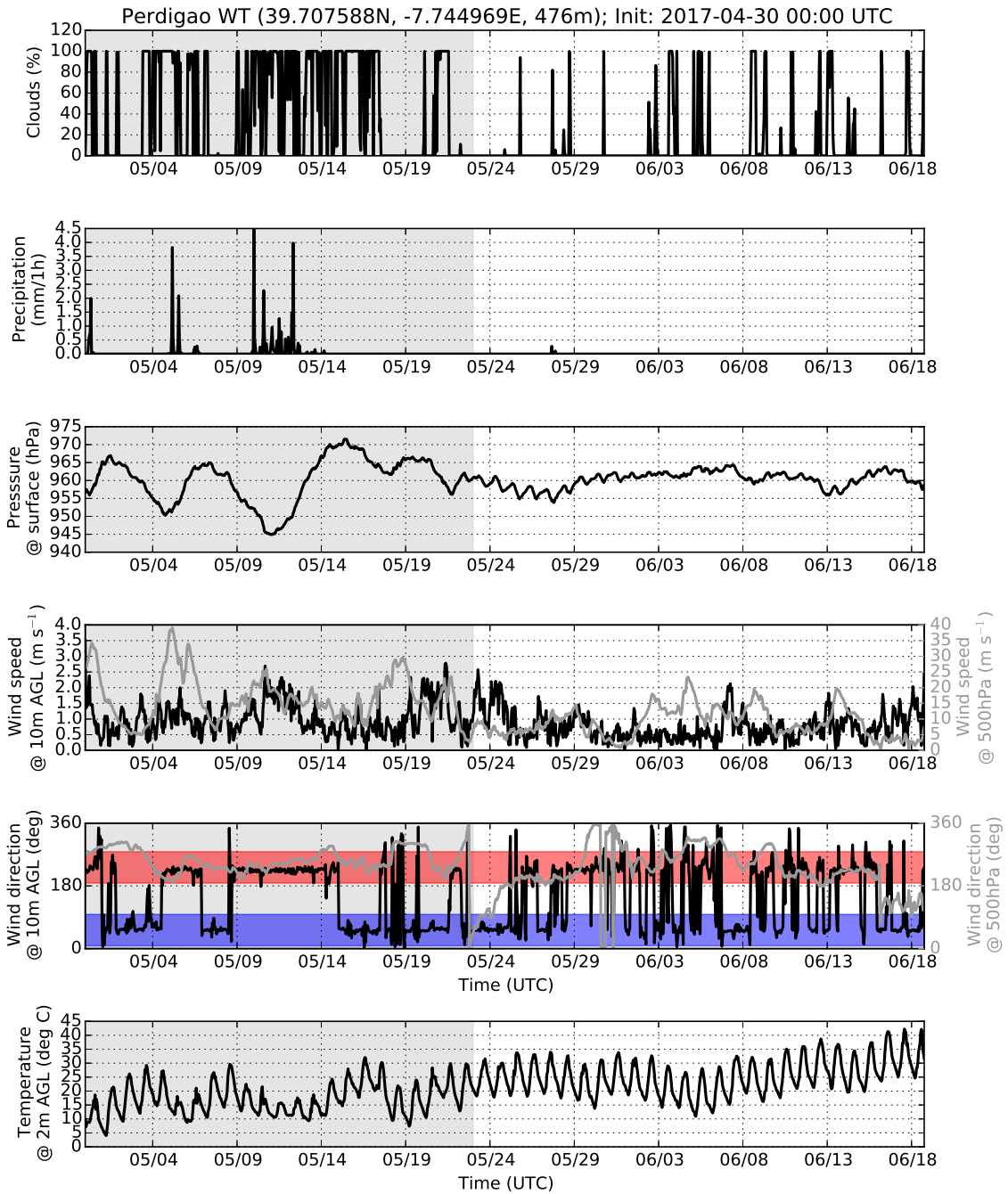


Abbildung 3.3: Synoptische Bedingungen während der Messperiode vom 1. Mai bis 17. Juni in Perdigão am Standort der WT. Die Daten stammen von den WRF-Simulationen aus Wagner et al. (2019). Der grau unterlegte Bereich markiert mit einem Wechsel von Hoch- und Tiefdruckgebieten die erste Phase des Messzeitraums. Die zweite Phase ist von einer Hochdrucklage dominiert. Der rot und blau hinterlegte Bereich im 5. Panel kennzeichnet die Windrichtung aus nordöstlicher (blau) bzw. südwestlicher (rot) Richtung. Die graue Linie bezeichnet Werte in 500 hPa (Darstellung aus Wagner et al., 2019).

Rotorblätter. Die Nennleistung liegt bei 2 MW, die Nabenhöhe bei 78 m und der Rotordurchmesser bei 82 m. Weitere Kennzahlen der WT sind in Tabelle 2 zu finden.

Synoptische Bedingungen Durch die vorhandenen synoptischen Bedingungen (Abbildung 3.3) kann die IOP grob in zwei Phasen eingeteilt werden (Wagner et al., 2019). Der 1. bis 23. Mai begrenzt die erste Phase (grauer Bereich). Diese wurde von einem ständigen Wechsel von Tief- und Hochdruckgebieten bestimmt, zu sehen ist dies in den Druckwerte in Abbildung 3.3 im 3. Panel. Dies wird durch Niederschläge, hohen Wolkenbedeckungsgraden und einer Reduktion der täglichen Temperaturschwankung begleitet. Die zweite Phase wird durch eine stabile Hochdrucklage dominiert, in der weniger Niederschlagsereignisse stattfinden und ein deutlicher Tagesgang der Temperatur ausgebildet ist. In der freien Atmosphäre (Windgeschwindigkeit in der 500hPa-Fläche) sind die Winde deutlich schwächer ausgeprägt, als in der ersten Phase. Die Bodenwinde zeigen in beiden Phasen einen deutlichen Wechsel zwischen Nordost- und Südwestwinden (blau- und rot-markierter Bereich der Windrichtung in Abbildung 3.3, 5. Panel).

3.2 Lidar-Windmessungen

Lidar ist ein Akronym für Light Detection and Ranging und bezeichnet eine Messmethode der Fernerkundung, die für die Untersuchung verschiedener atmosphärischer Parameter genutzt wird. In Abbildung 3.4 ist das Scanning-Lidar #1 am Messstandort in Perdigo zu sehen. Im Vergleich zu den bekannteren Radar-Messungen, senden Lidar-Systeme keine Radiowellen sondern kohärentes Licht mit Wellenlängen im μm -Bereich (Laserlicht) aus. Die genutzten Lichtstrahlen, mit ihren wesentlich geringeren Wellenlängen, werden an Aerosolen in der Atmosphäre gestreut. Durch das Rückstreusignal können Rückschlüsse über die Eigenschaften atmosphärischer Parameter getroffen werden. Verschiedene Anwendungsgebiete und Messmethoden eines Lidar-Gerätes werden in Weitkamp (2005) beschrieben.

Die typischen Lidar-Systeme für Windmessungen beruhen auf dem Prinzip des Doppler-Effekts. Dieser beschreibt eine wahrgenommene Frequenzverschiebung, wenn sich Empfänger und Sender relativ zu einander bewegen (Weitkamp, 2005). Ein Lidar-Messgerät besteht aus einem Lichtemitter und einem Lichtempfänger. Kurze Laserimpulse einer spezifischen Wellenlänge werden ausgesendet. Sie bewegen sich mit Lichtgeschwindigkeit c fort. Ein Teil des Lichts wird durch Aerosolteilchen der Atmosphäre zurück gestreut. Die Aerosole haben keine Eigenbewegung, sondern bewegen sich mit der selben Geschwindigkeit und Richtung der umgebenden Luft. Über die Geschwindigkeit der Aerosole kann somit indirekt auf die Windgeschwindigkeit geschlossen werden. Wenn die



Abbildung 3.4: Scanning-Lidar #1 am Messstandort in Perdigão. Lidar #1 steht auf der Hügelkuppe des nordöstlichen Hügels in einer Ebene mit Lidar #2 im Tal (hier nicht sichtbar) und der Windturbine (<http://www.pa.op.dlr.de/PERDIGA02017/lidar.html>, abgerufen am 13.04.2019).

Windgeschwindigkeit von Null verschieden ist, tritt aufgrund des Doppler-Effekts eine Frequenzverschiebung zwischen dem ausgesandten Lichtstrahl und dem Rückstreusignal auf. Über die Frequenzverschiebung lässt sich die Windgeschwindigkeitskomponente in Blickrichtung des Lidars, die sogenannte Radialgeschwindigkeit v_r , bestimmen. Die Entfernung des Signals kann durch die Laufzeit bestimmt werden $x = c/2f$. Die Frequenz des ausgesendeten Lichts f_0 ergibt sich aus der Lichtgeschwindigkeit und der Wellenlänge: $f_0 = c/\lambda_0$. Das Auftreffen des Lichtstrahls auf das sich bewegende Aerosolteilchen führt zu einer Dopplerverschiebung von $\Delta f = v_r/c$ (Halliday et al., 2006). Diese Verschiebung findet bei Betrachtung der Relativgeschwindigkeit von Empfänger und Sender auf dem Rückweg des Rückstreusignals nochmal statt, sodass sich eine gesamte Frequenzverschiebung von $\Delta f_{ges} = 2\Delta f$ ergibt. Die empfangene Frequenz des zurück gestreuten Lichts am Ort des Lidars berechnet sich mit folgender Formel für die Dopplerverschiebung:

$$f = f_0(1 + \Delta f_{ges}) = f_0(1 + 2\frac{v_r}{c}) \quad (3.1)$$

Diese Frequenzverschiebung wird vom Lidar-Gerät gemessen. Aus ihr kann die Radialgeschwindigkeit v_r berechnet werden:

$$v_r = -\frac{1}{2} \frac{c\Delta f}{f_0} \quad (3.2)$$

Eine negative Radialgeschwindigkeit ergibt sich, wenn die Bewegung auf das Lidar zu gerichtet ist. Es ist eine positive Frequenzverschiebung vorhanden. Andersherum, bei einer Bewegung vom Lidar weg, ergibt sich eine positive Radialgeschwindigkeit. Die Frequenzverschiebung ist dann negativ (Damian, 2012). Durch Messungen in verschiedenen Entfernungen und verschiedenen Höhen ergeben sich Messwerte für ein Windfeld in der Region. Das ist ein Vorteil gegenüber dem klassischen Anemometer, bei dem Messungen nur für einen festen Ort in einer festen Höhe vorhanden sind.

In dieser Arbeit wurden Daten eines Lidar-Profilers des Typs Windcube v2 von Leosphere (PrLidar in Abbildung 3.2) und von verschiedenen Scanning-Lidars des DLR vom Typ Windcube 200S (#1, #2 und #3 in Abbildung 3.2) ausgewertet.

Die Messwerte des Lidar-Profilers ergeben ein vertikales Windprofil. Nach der sogenannten VAD- (velocity-azimuth display) Scanning-Technik werden mehrere Messungen der Radialwindgeschwindigkeit bei verschiedenen Azimutwinkeln bei einem festen Elevationswinkel durchgeführt. Die verschiedenen Messungen eines Höhenintervalls befinden sich auf einer Kegelfläche. Mit der Annahme eines konstanten Strömungsfeldes in der Ebene ergibt sich eine sinusartige Funktion für v_r (Weitkamp, 2005):

$$v_r = -u \sin(\theta) \cos(\varphi) - v \cos(\theta) \cos(\varphi) - w \sin(\varphi) \quad (3.3)$$

φ entspricht dem Elevationswinkel und θ dem Azimutwinkel. Durch die Auswahl geeigneter Parameter für eine Sinusfunktion, die über die Messwerte von v_r gefittet werden, lassen sich die Windkomponenten u, v und w des Windvektors \vec{v} für eine Höhe bestimmen (Weitkamp, 2005). Eine turbulenzarme Strömung lässt eine glatte Sinuskurve entstehen. Unter diesen Bedingungen reichen Scans mit drei verschiedenen Azimutwinkeln für die Bestimmung des dreidimensionalen Windvektors aus. Diese Scanning-Methode ist unter dem Namen DBS-Mode (Doppler Beam Mode) bekannt. Diese Technik ist schneller und einfacher, besitzt aber weniger Informationen über die Anpassungsgüte der Messwerte. Das in dieser Arbeit verwendete Profiling Lidar arbeitet mit vier Azimutwinkeln.

Mit den Scanning-Lidaren des DLR wurden RHI- (Range-Height Indicator) Scans mit verschiedenen Elevationswinkeln erstellt. Hierbei werden jeweils Radialwindgeschwindigkeiten gemessen. Durch ein Komposit verschiedener Scans in einer Ebene können Komponenten der Windgeschwindigkeit ermittelt werden. In Perdigão befinden sich Lidar #1 und Lidar #2 in einer komplanaren Ebene (vergleiche Abbildung 3.2). Durch räumliche und zeitliche Interpolation können von den Radialgeschwindigkeiten auf die Windkomponente entlang der Ebene und der vertikalen Windkomponente geschlossen werden. Eine exemplarische Darstellung für Scans von zwei Lidaren in einer kompla-

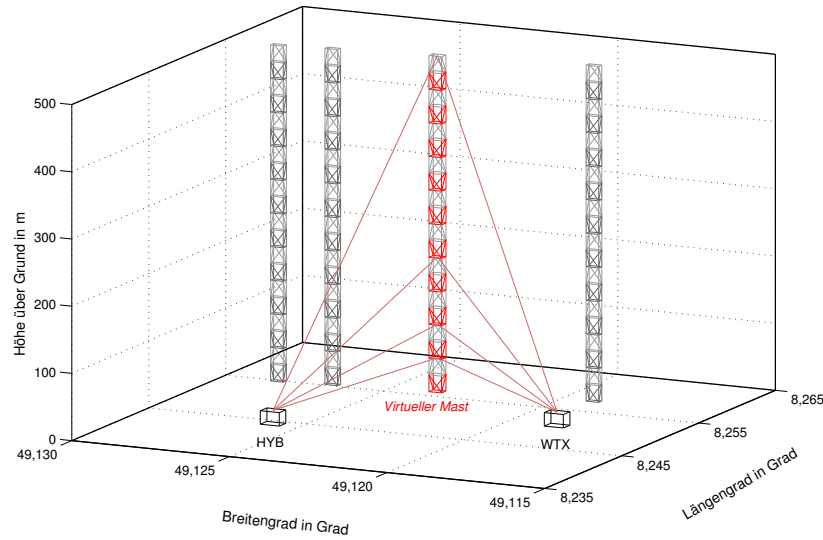


Abbildung 3.5: Prinzipskizze der Messung zweier Scanning Lidare. Es finden Scans mit verschiedenen Elevationswinkeln statt, die jeweils die Radialgeschwindigkeit messen. An dem Ort in dem die Scans der beiden Lidare aufeinander treffen entsteht, kann ein zweidimensionale Windvektor berechnet werden. Es entsteht ein virtueller Messmast (Damian, 2012).

naren Ebene ist im Anhang Abbildung 5.1 zu finden. RHI-Scans von Lidar #3 und Lidar #2 (oder Lidar #1) befinden sich nicht in einer komplanaren Ebene. Vertikale RHI-Scans schneiden sich an einem festen Ort, der von den eingestellten Azimuthwinkel der Lidare abhängig ist. Hieraus lässt sich ein vertikales Profil zweier Windkomponenten des dreidimensionalen Windvektors berechnen. Es entsteht ein sogenannter virtueller Mast (Abbildung 3.5). Durch die Kombination aller drei Lidare könnte der dreidimensionale Windvektor bestimmt werden. Dies wird in dieser Arbeit jedoch nicht betrachtet.

Für zwei Messwerte der Radialwindgeschwindigkeit am gleichen Ort und zur gleichen Zeit ergibt sich folgendes Gleichungssystem für zwei Komponenten des Windvektors v_{K1} und v_{K2} (Schneemann et al., 2014; Wildmann et al., 2018a):

$$\begin{bmatrix} \cos(\varphi_1) & \sin(\varphi_1) \\ \cos(\varphi_2) & \sin(\varphi_2) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} v_{K1} \\ v_{K2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} v_{r1} \\ v_{r2} \end{bmatrix} \quad (3.4)$$

φ_1 und φ_2 sind die Elevationswinkel der Radialwindgeschwindigkeiten v_{r1} und v_{r2} der beiden Lidar-Systeme. Durch Inversion der Matrix lässt sich die Gleichung nach v_{K1} und v_{K2} umstellen und über die Messwerte der Radialwindgeschwindigkeit berechnen. Die Messwerte der Radialwindgeschwindigkeiten beider Scans sind nicht für jeden Punkt gleichzeitig vorhanden. Hier ist eine zeitliche und räumliche Interpolation notwendig.

3.3 Mikrowellenradiometer-Temperaturmessung

Das Mikrowellenradiometer (MWR) ist ein passives Messgerät, welches in dem Frequenzbereich zwischen 3 bis 300 GHz Mikrowellen der Atmosphäre empfängt (Janssen, 1993). Mit den Mikrowellen können Strahlungstemperaturen berechnet werden. Über die Strahlungstemperaturen können Rückschlüsse über den Zustand der Atmosphäre, wie das Temperaturprofil, das Feuchtigkeitsprofil oder den Wassergehalt der Atmosphärensäule, ermittelt werden (Westwater et al., 2005). Durch die Auswahl bestimmter Frequenzbereiche werden die Emissionen von Mikrowellen ausgewählter atmosphärischer Spurengase und Wasserdampf detektiert. Unter der Annahme, dass Luft ein Schwarzkörperstrahler ist, ist die Strahlungstemperatur von der Konzentration, dem Luftdruck und der Lufttemperatur abhängig (Seifert, 2019).

Für die Temperaturbestimmung wird die Emission von Sauerstoff betrachtet. Ein Absorptionsband von Sauerstoff ist in einem Bereich zwischen 50 bis 60 GHz zu finden. Die relative Konzentration von Sauerstoff hängt nur von Temperatur und Druck ab. Durch Messungen der Strahlungstemperatur an den Rändern des Absorptionsbandes können Rückschlüsse auf die Temperaturen in verschiedenen Höhen gemacht werden (Seifert, 2019). Die Höhenabhängigkeit der empfangenen Strahlung ergibt sich dadurch, dass der Anteil der gemessenen Strahlung bei einer bestimmten Frequenz abhängig von der optischen Dichte der Atmosphäre ist und somit aus verschiedenen Höhen stammt (Westwater et al., 2005).

Jedoch können unterschiedliche Temperaturprofile die gleiche Strahlungstemperatur ergeben. Eine direkte Ableitung von der Strahlungstemperatur auf das Temperaturprofil ist somit nicht möglich. Repräsentative Radiosondenaufstiege und oder numerische Wettervorhersagen im Vergleich zu den gemessenen Daten des MWRs machen eine statistische Auswertung möglich. Hieraus werden die Profile ermittelt, die am wahrschein-



Abbildung 3.6: Mikrowellenradiometer am Messstandort in Perdigão (<http://www.pa.op.dlr.de/PERDIGA02017/mwr.html>, abgerufen am 13.04.2019).

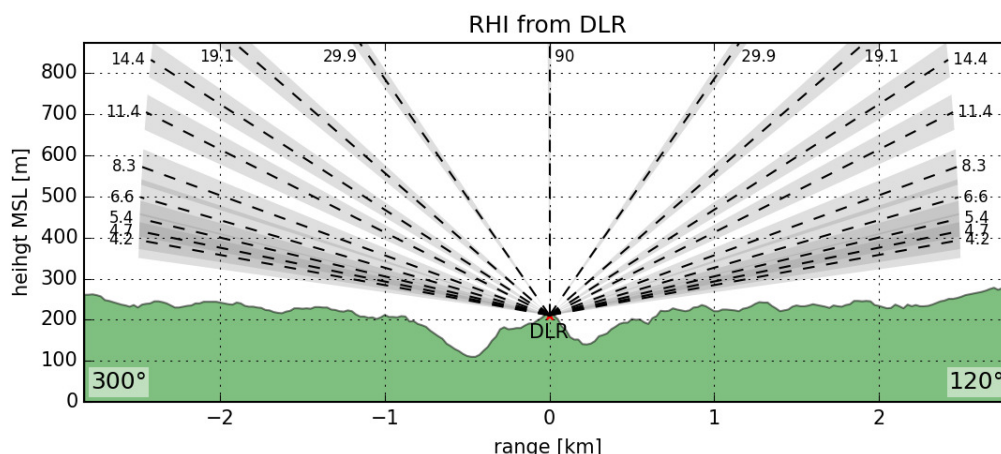


Abbildung 3.7: Elevationswinkel des MWRs bei der Durchführung von Boundary-Layer-Scans mit der Darstellung der topografischen Oberfläche und der Blickrichtung der Messungen in Perdigão (bereitgestellt von Martin Hagen).

lichsten die gemessene Strahlungstemperatur verursacht haben (Löhnert et al., 2004). Nach dem gleichen Prinzip werden Feuchtigkeitsprofile anhand der Wasserdampfabsorptionslinien ermittelt.

Das MWR erstellt vertikale Scans, sogenannte Zenitscans. Um ein gut aufgelöstes Temperaturprofil in der Grenzschicht zu erhalten, werden zusätzlich Scans mit verschiedenen Elevationswinkeln, sogenannte Boundary-Layer-Scans durchgeführt. Scans mit verschiedenen Winkeln erhöhen die Auflösung der Messungen, insbesondere für Wasserdampf (Crewell and Lohnert, 2007). Theoretisch würden auch vertikale Messungen ausreichen. Die Annahme der Boundary-Layer-Scans ist, dass die Temperatur horizontal homogen ist. Im komplexen Gelände ist dies jedoch oft nicht der Fall, was zu gewissen Unsicherheiten führt.

Für Messungen von Temperatur, Feuchtigkeit und Wassergehalt wurde das Mikrowellenradiometer RPG-HATPRO (Humidity And Temperature PROfiler) verwendet (Abbildung 3.6). Ein Komposit aus Zenitscans und Boundary-Layer-Scans liegt in einer 10-minütigen Auflösung vor. Die Elevationswinkel der Scans in Perdigão sind in Abbildung 3.7 dargestellt. Die Boundary-Layer-Scans decken Höhen bis 1,2 km ab mit einer vertikalen Auflösung zwischen 30 und 50 m. Die Zenitscans besitzen unterhalb einer Höhe von 2 km eine vertikale Auflösung von 100 m. In Radiometer Physics GmbH (2013) werden unterhalb einer Höhe von 1 km Messgenauigkeiten von etwa 0,25 K für die Temperaturwerte angegeben.

Der Standort des MWRs befindet sich südwestlich der Doppelhügel 223 m über NN (Abbildung 3.2). Für die Perdigão Kampagne stand kein speziell an den Standort angepasstes statistisches Retrieval zur Verfügung. Es wurde stattdessen ein Standardretrieval

verwendet. Ein Vergleich mit dem am gleichen Standort aufgestellten Radarwind- und Temperaturverteiler von NCAR zeigt, dass die vom MWR bestimmte Temperaturschichtung leicht zu labil abgeschätzt wird (Rauchöcker, 2018).

Aus den Messdaten der Temperatur θ lässt sich die potentielle Temperatur berechnen (Etling, 2008):

$$\theta = T \cdot \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^\kappa, \quad \kappa = \frac{R}{c_p} \quad (3.5)$$

κ beschreibt das Verhältnis der Gaskonstante R zur spezifischen Wärme bei konstantem Druck c_p . Bei trockener Luft ergibt sich ein Wert von $\kappa = 0,286$. Der Druck in der jeweiligen Höhe wird über die barometrische Höhenformel, unter der Annahme einer konstanten Temperatur zwischen zwei Schichten, annähernd berechnet. Durch die potentielle Temperatur kann die Stabilität der Atmosphäre eingeschätzt werden (siehe Kapitel 2.3 Gleichung 2.1).

3.4 WRF-Simulationsdaten

Für einen Großteil der Auswertung werden Langzeit-Simulationsdaten des Weather Research and Forecasting (WRF) Modells der Version 3.8. genutzt (Skamarock and Klemp, 2008; Wagner et al., 2019). Um die Simulationsdaten mit den Messwerten zu validieren, wird eine hohe zeitliche sowie räumliche Auflösung benötigt. Dafür wurden drei Domänen ineinander genestet (D1, D2 und D3), die eine horizontale Auflösung von 5 km, 1 km und 200 m aufweisen. Eine Auflösung von 200 m ist nötig um den Doppelhügel in Perdigão, dessen Bergkuppen 1,4 km auseinander liegen, mit ausreichend Gitterzellen darstellen zu können. Der Modellrand in der Höhe liegt bei 200 hPa (in einer Höhe von rund 12 km), sodass Strahlungs- und Wolkeneffekte der Tropopause beinhaltet sind. Die Domänen besitzen vertikal 36 (D1), 57 (D2) und 70 (D3) gestreckte Höhenlevel. Die untersten Level befinden sich bei 80 (D1), 50 (D2) und 15 m (D3) über dem Boden. In Abbildung 3.8 sind die Größenmaße und die geografische Lage der Domänen dargestellt. Domäne 1 umfasst die Iberische Halbinsel auf einer quadratischen Fläche von 1495 x 1495 km mit einer Gitterweite von 5 km. Mittig in ihr liegen die Domänen 2 und 3 (Abbildung 3.8a). Die Domäne 2 erfasst die Umgebung von Perdigão in einer Größenordnung von 250 x 250 km mit dem Abstand zwischen zwei Gitterpunkten von 1 km (Abbildung 3.8b). Anhand dieser Daten können die mesoskaligen Prozesse untersucht werden. Die Domäne 3 ist mit einer Fläche von 30 x 30 km und einer horizontalen Auflösung von 200 m die am feinsten aufgelöste Modelldomäne und wurde im LES-Modus (Large-Eddy-Simulation) gerechnet (Abbildung 3.8c). Diese Auflösung ist nötig, um lokale Einflüsse der Topografie auf die Strömung zu simulieren. Die Simu-

lationsdaten von D3 werden für die Validierung der Messdaten benötigt. Die anderen beiden Domänen werden für großräumigere Strömungsuntersuchungen genutzt.

Das Modell wurde einmalig am 30. April 2017 um 0 Uhr UTC initialisiert. Die Laufzeit beträgt 49 Tage und 18 Stunden bis zum 18. Juni 2017 um 18 Uhr. Die operationellen Analyse des ECMWF (Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage) mit einer horizontalen Auflösung von rund 8 km (137 vertikale Level) und einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden liefern die Anfangs- und Randbedingungen der Simulation (Wagner et al., 2019). Weitere Parametrisierungen des Modells sind in Wagner et al. (2019) nachzulesen.

Vergleiche zwischen den Modelldaten und Turmmessdaten zeigen, dass sowohl absolute Werte, als auch die Phase, der sich oftmals tageszeitlich ändernden Strömung, im Modell in allen drei Domänen gut reproduziert werden können (Wagner et al., 2019). Für die Auswertung dieser Arbeit wurden stündliche Werte verwendet. Die Daten der Domäne 3 lagen zusätzlich in einem Intervall von 10 Minuten vor.

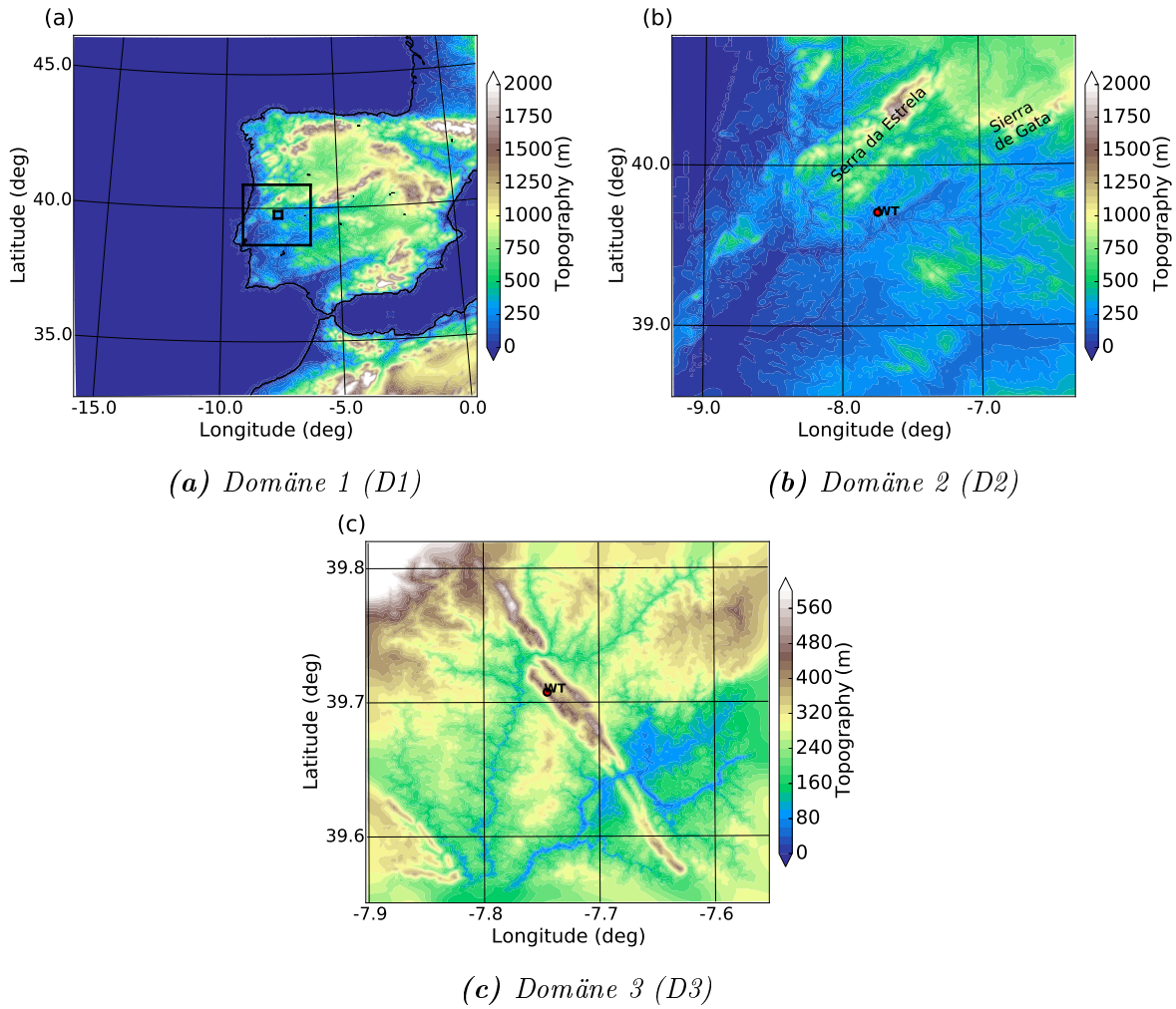


Abbildung 3.8: Darstellung der Größe und Lage der unterschiedlichen Modelldomänen der WRF-Simulation. (a) D1 umfasst die Umgebung der Iberischen Halbinsel. Die Quadrate zeigen die Umrisse von D2 und D3. In (b) ist die Topografie von D2 zu sehen. (c) zeigt die Auflösung von D3 (angepasst von Wagner et al., 2019).

4 Ergebnisse

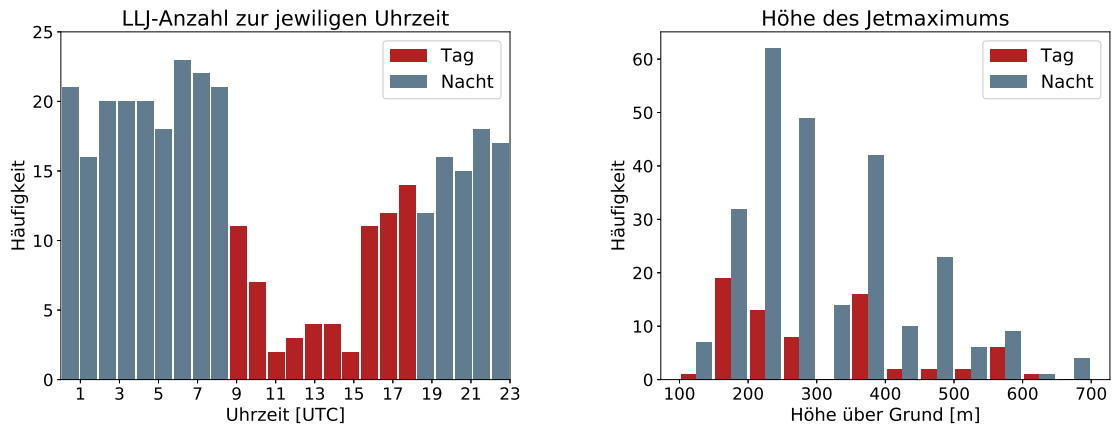
4.1 Low-Level Jets in Perdigão

Die Entstehung von Low-Level Jets in Perdigão ist kein seltenes Phänomen. Bereits während der Messkampagne wurden die Starkwindbänder in Lidar-Scans in zahlreichen Nächten beobachtet (beispielsweise Abbildung 4.17 in Kapitel 4.4).

In diesem Kapitel soll ein Überblick über das Vorkommen von LLJs in Perdigão in dem untersuchten Zeitraum vom 1. Mai bis zum 17. Juni gegeben werden. Für die Betrachtung werden stündliche vertikale Windprofile, interpoliert auf den Standort des 100 m-Turms 20 (Tow20, direkt neben der Windturbine auf dem Südwest-Hügel, siehe Abbildung 3.2) aus den WRF-Simulationsdaten (aus Wagner et al., 2019) mit der Auflösung der Domäne D3 für den Zeitraum 1. Mai 0 Uhr bis zum 17. Juni 19 Uhr UTC verwendet. Uhrzeiten in dieser Arbeit sind grundsätzlich in koordinierter Weltzeit (Coordinated Universal Time - UTC) angegeben.

Der Algorithmus zur Identifikation von LLJs orientiert sich an Andreas et al. (2000) (siehe Kapitel 2.2). Als LLJ wird in dieser Arbeit ein lokales vertikales Windmaximum bezeichnet, welches 2 m/s größer ist, als das darüber liegende Minima. Darüber hinaus muss das Minimum unterhalb von 1000 m über Grund liegen, sodass das Jetmaximum eindeutig unterhalb von 1000 m zu finden ist. Der Erdboden liegt an der betrachteten Stelle im Modell bei rund 440 m über dem Meeresspiegel.

Für die weiteren Untersuchungen wird in nächtliche LLJs (NLLJs) und LLJs die am



(a) Anzahl der LLJ abhängig von der Uhrzeit (b) Häufigkeit der Höhenlevel der Jetmaxima

Abbildung 4.1: (a) Darstellung des Auftretens von LLJs zu den jeweiligen Uhrzeiten (stündliche Werte) in Perdigão. Blau sind die definierten Uhrzeiten der Nacht (NLLJ). (b) Häufigkeit der vertikalen Jetmaxima abhängig von der Höhe ihres vertikalen Maximums.

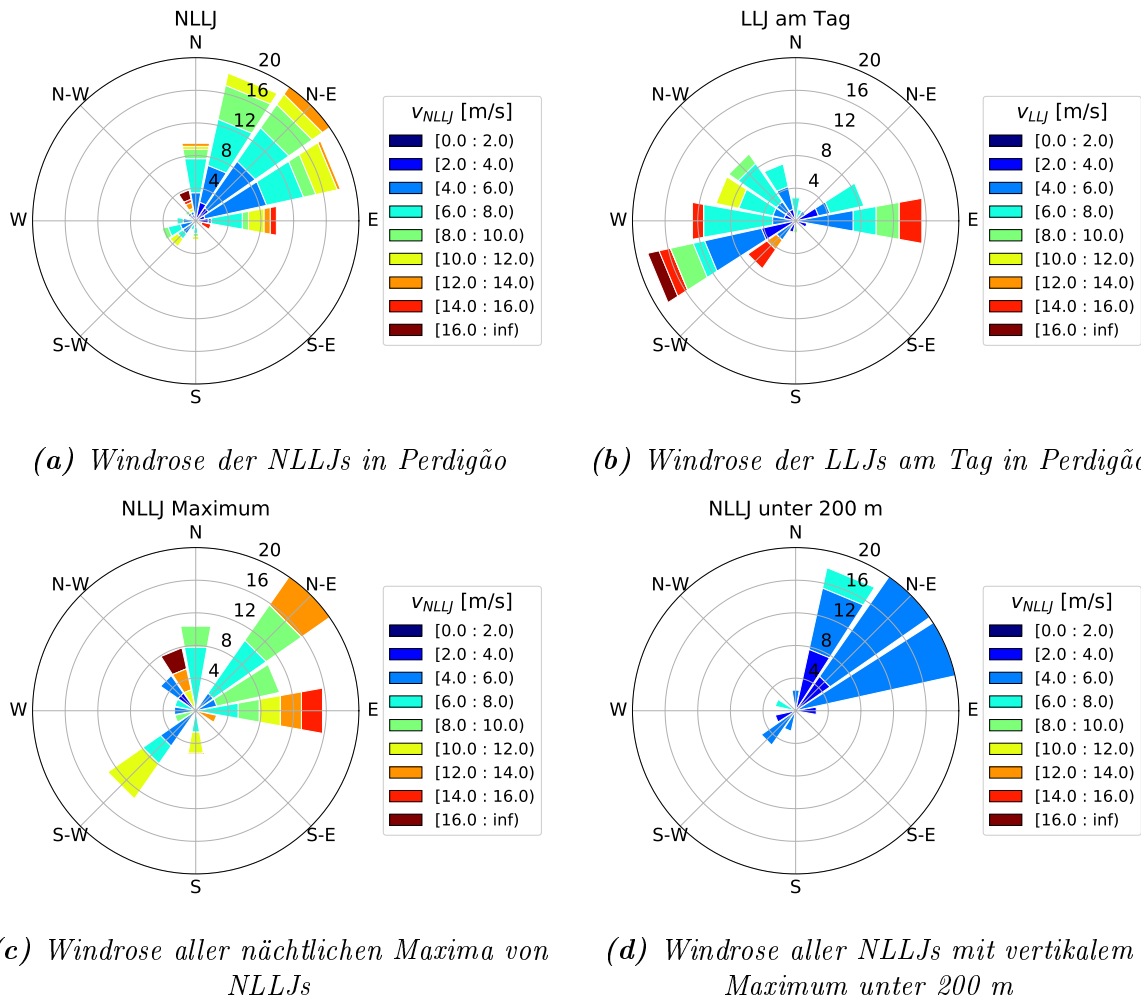


Abbildung 4.2: Anteil der Windrichtung und Windgeschwindigkeit (a) von NLLJs, (b) LLJs am Tag, (c) Maxima pro Nacht der NLLJs und (d) der NLLJs mit vertikalem Maximum unter 200 m über Grund in Perdigão. Die Daten stammen von der WRF-Simulation der Domäne 3 (D3) interpoliert auf den Standort des Turms 20. Die Höhe entspricht der Höhe des auftretenden Jetmaximums in der Stunde (a,b,d) bzw. in der Nacht (c).

Tag auftreten unterschieden. Die Arbeit konzentriert sich auf die NLLJs. Als Nacht wird der Zeitraum zwischen 19 Uhr abends und 8 Uhr früh bezeichnet. Der Sonnenuntergang liegt in der Messperiode zwischen 19:30 Uhr UTC und 20 Uhr. Durch den tiefen Sonnenstand und den Schattenwurf der Berge kommt es regional oft schon zu einem früheren Zeitpunkt zur Ausbildung lokaler Phänomene, die mit der Reduktion der solaren Einstrahlung zusammenhängen. Um diese bei der Untersuchung der Entstehung von NLLJs mit einzubeziehen zu können, wird in dieser Arbeit bereits ab 19 Uhr von Nacht gesprochen. Der Sonnenaufgang findet um 5:30 Uhr UTC, am Ende der Messperiode um 5 Uhr statt. Aufgrund von Prozessen, in denen die Ursache die Bedingungen in der Nacht sind, die sich aber durch die Trägheit des Systems erst später ausbilden, werden in dieser Arbeit in der Definition der Nacht die Morgenstunden mit eingeschlossen.

Während der Messkampagne treten in 38 der 48 Nächte wenigstens einmal in den stündlichen Werten NLLJs auf. Das entspricht etwa 79 % aller Nächte. Wird die Anzahl der Stunden mit NLLJ mit allen Stunden der Nächte verglichen, tritt in 38,83 % der Fälle ein NLLJ auf. Am Tag kommen LLJs wesentlich seltener, in etwa 14,61 % der Fälle vor.

Abbildung 4.1a zeigt die Anzahl der Stunden in der ein LLJ vorhanden ist in Abhängigkeit von der jeweiligen Uhrzeit. Der rote Bereich kennzeichnet die Stunden des Tages. Es ist deutlich zu sehen, dass mittags in deutlich weniger Fällen LLJs vorhanden sind und die meisten LLJs nachts entstehen. Besonders häufig manifestiert sich der Jet in den Morgenstunden zwischen 6 und 7 Uhr.

Die NLLJs kommen dabei überwiegend aus nordöstlicher Richtung mit Windgeschwindigkeiten zwischen 4 m/s und 14 m/s (siehe Abbildung 4.2a). Vereinzelt treten auch Windgeschwindigkeiten bis 20 m/s auf. Die Werte beziehen sich dabei auf die maximale Windgeschwindigkeit im vertikalen Profil. Am Tag kommen die LLJs hingegen überwiegend aus süd- bis südwestlicher und östlicher Richtung (Abbildung 4.2b).

In Abbildung 4.2c sind die Windrichtung und Windgeschwindigkeit des Maximums des nächtlich entwickelnden Jets dargestellt (NLLJ Maximum). Hierbei wird der Jet als sich zeitliche entwickelnde Einheit betrachtet. Anders als in den vorherigen Abbildungen werden Jetmaxima hier nicht pro Stunde, sondern der gesamten Nacht betrachtet. Im Vergleich zur Darstellung der stündlichen Werte mit NLLJs (vergleiche Abbildung 4.2a) verschwinden die Fälle aus nordnordöstlicher, sowie der ostnordöstlicher Richtung. In der zeitlichen Entwicklung der Nacht erreichen die Jetmaxima ihr nächtliches Maximum der Windgeschwindigkeit in dem Augenblick, wenn der Wind aus nordöstlicher Richtung kommt. In anderen Nächten kommt das Jetmaximum der Nacht hingegen aus südwestlicher oder östlicher Richtung. Diese Beobachtung legt die

Annahme nah, dass für die Entstehung von NLLJs unterschiedliche Ursachen eine Rolle spielen.

Im Zusammenhang mit der Windenergie sind gerade LLJs von Relevanz, die die Strömung in Nabenhöhen von Windrädern beeinflussen. Dies ist im Besonderen der Fall, wenn die Jetmaxima in unteren Höhen auftreten. Durch starke Scherungen in den unteren Höhen werden die Einströmfelder der Windenergieanlagen und die Energieproduktion deutlich beeinflusst. Der Großteil der Maxima im vertikalen Windprofil befinden sich in Höhen zwischen 200 und 300 Metern über Grund (siehe Abbildung 4.1b). Aber auch zwischen 100 und 200 m Höhe kommen mehrere Fälle vor. Die nächtlichen LLJs, bei denen das vertikale Jetmaximum unter 200 m liegt, kommen überwiegend aus nordöstlicher Richtung mit Windgeschwindigkeiten im Bereich von 4 m/s bis 6 m/s , vereinzelt auch bis 8 m/s (siehe Abbildung 4.2d).

In Hinblick auf die Fragestellung der Arbeit nach den Entstehungsmechanismen von LLJs in Perdigão sollen sich die weiteren Untersuchungen auf diese aus nordöstlicher Richtung kommenden nächtlichen LLJs konzentrieren.

4.2 Entstehungsmechanismus Trägheitsoszillation

Blackadar (1957) erklärt mithilfe der Trägheitsoszillation die Entstehung von nächtlichen Low-Level Jets in den Great Plains. In diesem Abschnitt soll untersucht werden, ob die Trägheitsoszillation als dominanter Faktor für die Entstehung der NLLJs in Perdigão in Frage kommt.

LLJs, die durch die Trägheitsoszillation entstehen, besitzen verschiedene Eigenschaften (siehe Kapitel 2.3). Darüber hinaus müssen verschiedene Bedingungen erfüllt sein, sodass die Ausbildung einer Trägheitsschwingung möglich ist. Diese Eigenschaften und Bedingungen sind im Folgenden aufgelistet. Sie gilt es zu untersuchen.

- i) LLJs verursacht durch eine Trägheitsschwingung treten in der Nacht bzw. in den Morgenstunden auf, bevor die am Tag entstehende thermische Turbulenz die Schwingung zum Zusammenbruch bringt.
- ii) Die Ausbildung einer stabilen Grenzschicht ist Voraussetzung für den Wegfall der thermisch turbulenten Reibungskomponente und somit für die Entstehung der Trägheitsschwingung.
- iii) Es sollte ein gewisser Druckgradient in der Grenzschicht vorhanden sein. Dieser bewirkt einen theoretischen geostrophischen Wind, der vereinfacht als konstant angenommen wird.

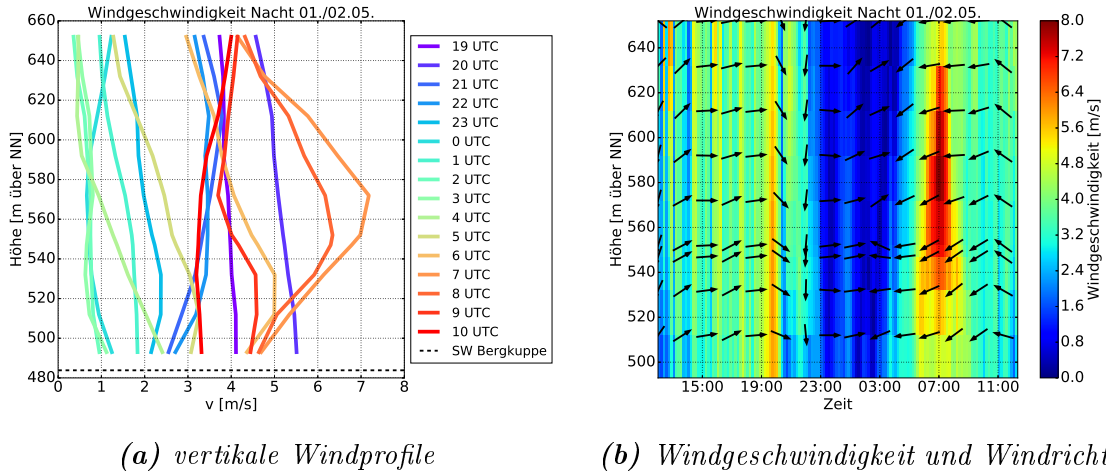


Abbildung 4.3: Horizontale Windgeschwindigkeit in der Nacht von 1. auf den 2. Mai in Perdigão, gemessen vom Wind Profil Lidar (Standort in Abbildung 3.2). (a) stündlich gemittelte vertikale Windprofile. (b) zeitlicher Verlauf der Windgeschwindigkeit und Windrichtung in 10 min Mitteln. Die Pfeile entsprechen der normierten Windrichtung.

- iv) Die ageostrophische Windkomponente dreht sich mit der Zeit im Uhrzeigersinn (Nordhalbkugel). Die Periodendauer ist von der geografischen Lage abhängig (siehe Gleichung 2.15). Der Radius der Schwingung entspricht der ageostrophischen Komponente (siehe Gleichung 2.14).
- v) Das nächtliche Maximum des Jets sollte supergeostrophische Winde aufweisen, wenn die Schwingung nicht vorher zusammengebrochen ist. Das Maximum der supergeostrophischen Winde befindet sich dabei in der Richtung des geostrophischen Windes.

4.2.1 Untersuchung der Trägheitsoszillation anhand von Fallbeispielen

Diese Faktoren sollen anhand von zwei Fallbeispielen exemplarisch überprüft werden. Dafür wurden Messdaten vom Wind Profil Lidar und MWR von der Nacht vom 1. auf den 2. Mai und der Nacht vom 2. auf den 3. Mai ausgewertet. Beide Nächte stehen unter dem Einfluss einer Hochdruckwetterlage ohne Niederschlagsereignis (vergleiche Abbildung 3.3).

LLJ in der Nacht vom 1./2. Mai 2017 in Perdigão In Abbildung 4.3a sind die vertikalen Windprofile in der Nacht vom 1. Mai um 19 Uhr bis zum 2. Mai um 10 Uhr in Perdigão zu sehen. Die Werte stammen vom Wind Profil Lidar auf dem nordwestlichen Hügel (siehe Abbildung 3.2). Es sind stündlich gemittelte Werte dargestellt. Die gestrichelte Linie kennzeichnet die Höhe der südwestlichen Bergkuppe bei

rund 480 m. Die Entstehung einer Jetstruktur in den Morgenstunden ist deutlich zu sehen. Das Maximum des NLLJs ist um etwa 7 Uhr in einer Höhe von 580 m über NN erreicht. Dies entspricht etwa einer Höhe von 90 m über der südwestlichen Bergkuppe. Die maximale stündlich gemittelte Windgeschwindigkeit liegt bei einem Wert um 7 m/s . Die Spitzenwerte können jedoch sogar 8 m/s erreichen, was anhand der 10 min Mittelwerte der Windgeschwindigkeiten (Abbildung 4.3b) zu sehen ist. Bereits gegen 20 Uhr treten stärkere Windgeschwindigkeiten um die 5 m/s auf, die bis in die bodennahe Schicht ausgebildet sind. Die Windrichtung dreht sich in den Abendstunden von nordnordwestlicher Richtung auf nordöstliche Richtung in den Morgenstunden (Pfeile in Abbildung 4.3b). Interessant ist das Verschwinden des Windes um Mitternacht.

Ein weiterer zu untersuchende Aspekt ist die Ausbildung einer stabilen Grenzschicht am Abend des 1. Mai. Dieser Zeitpunkt kennzeichnet den theoretischen Beginn der Trägheitsoszillation und somit indirekt den Auslenkungszustand der Schwingung. Der Unterschied zwischen dem theoretisch vorhandenen geostrophischen Gleichgewicht und dem realen Wind zum Beginn der Schwingung bestimmt den Radius der Schwingung (siehe Gleichung 2.14) und somit auch die theoretisch maximal zu erreichenden Windgeschwindigkeiten des Jets in der Nacht.

Die Schichtung der Atmosphäre kann anhand des vertikalen Profils der potentiellen Temperatur abgeschätzt werden (Gleichung 2.1). Potentielle Temperaturwerte wurden aus den Messdaten des MWRs berechnet. Dieses steht südwestlich der Doppelhügel im Tal (siehe Abbildung 3.2). In Abbildung 4.4a sind verschiedene Höhenprofile der potentiellen Temperatur zwischen 16:51 und 21:22 Uhr am Abend des 1. Mai dargestellt. Die obere gestrichelte Linie kennzeichnet das Höhenlevel der südwestlichen Hügelkuppe. Zu sehen ist der Übergang von einer labilen bzw. neutralen Schichtung unterhalb eines Höhenlevels von 800 m über NN (bis etwa 19:52 Uhr) zu einer stabilen Schichtung (ab 20:22 Uhr). Dabei ist ersichtlich, dass sich die stabile Schichtung von den unteren Höhen, unterhalb der Bergkuppe, mit der Zeit in die größeren Höhen ausbreitet. Die bodennahe Gegend im Tal kühlt sich durch die verstärkte Ausstrahlung des Untergrunds am stärksten ab, sodass sich hier schon zu einem früheren Zeitpunkt als in den Schichten darüber eine stabile Schichtung ausbilden kann. Die Gradienten der nächtlichen Inversion werden dabei durch das MWR in Perdigão in den meisten Fällen zu labil eingeschätzt (vergleiche Kapitel 3.3), sodass eine frühere Ausbildung einer stabilen Grenzschicht wahrscheinlich ist.

Die Werte zeigen, dass die Voraussetzung zur Entstehung einer stabilen Schichtung gegeben ist. Für die weitere Untersuchung wird angenommen, dass ein Einsetzen der Trägheitsschwingung etwa um 20 Uhr erfolgt. Für diesen Zeitpunkt wird der theoretische geostrophische Wind in den Höhen des auftretenden LLJs benötigt. Dies ist für die

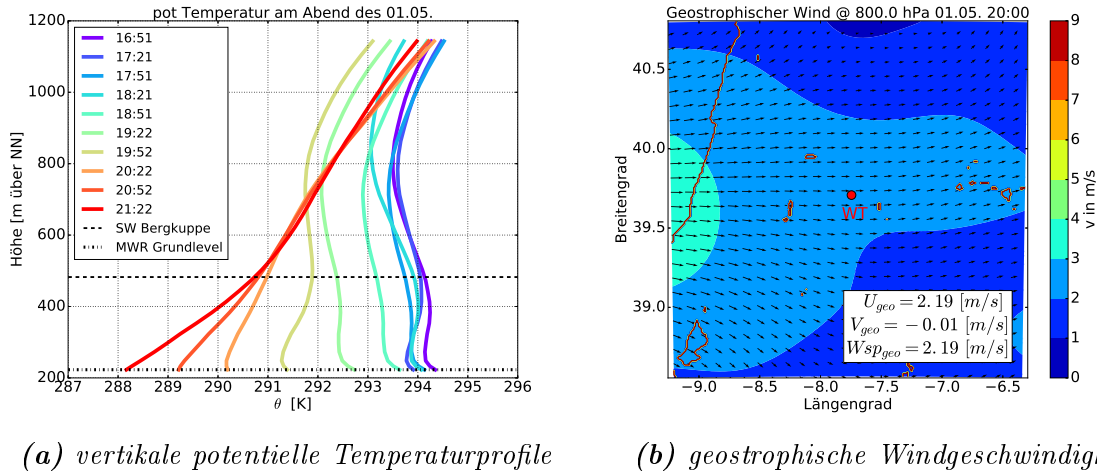
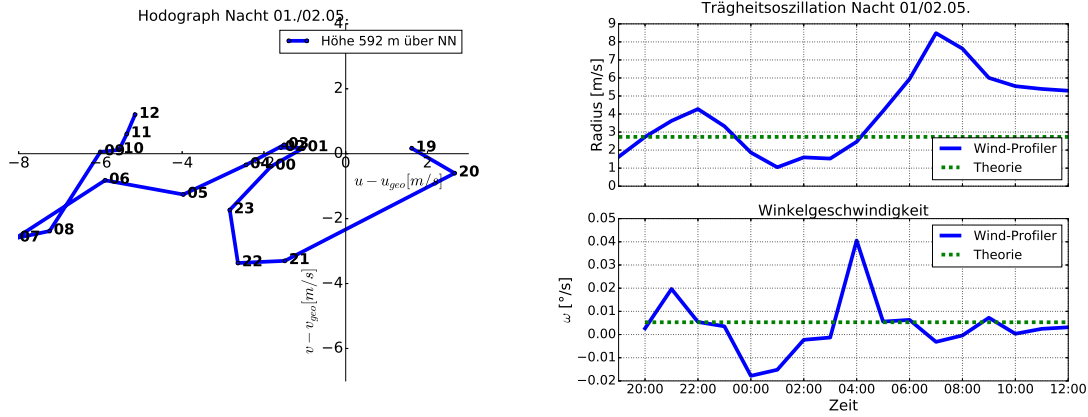


Abbildung 4.4: (a) Vertikaler Verlauf der potentiellen Temperatur zu verschiedenen Uhrzeiten am Abend des 1. Mai, gemessen mit dem MWR. Nach 20 Uhr ist die Ausbildung einer stabilen Grenzschicht zu sehen. (b) berechneter geostrophischer Wind in der 800 hPa-Fläche des WRF-Modells (D2) um 20 Uhr, geglättet durch eine Gaußkurve auf einer Fläche von 100 km. V_{geo} , U_{geo} und der Betrag der horizontalen Windgeschwindigkeit Wsp_{geo} sind auf den Standort der Windturbine (WT, roter Punkt) interpolierte Werte.

weiteren Betrachtungen eine der größten Fehlerquellen. Die angenommene theoretisch mögliche geostrophische Windkomponente wird für die folgenden Abschätzungen, ob bei den LLJs supergeostrophische Winde auftreten und eine Oszillation um das geostrophische Gleichgewicht vorhanden ist, eine entscheidende Rolle spielen.

In dieser Arbeit wird der geostrophische Wind anhand der WRF-Simulationsdaten für die 800 hPa Fläche für jeden Gitterpunkt berechnet (Gleichung 2.5). Lokal treten aufgrund der gegebenen komplexen Topografie starke Gegensätze auf. Da der geostrophische Wind ein großräumigeres Phänomen ist, ist hier eine Glättung der Werte durch einen Gauß-Filter eine gute Möglichkeit den Extremwerten weniger Gewicht beizumessen. Die Räumliche Glättung erfolgt auf einer Fläche von 100 km. In Abbildung 4.4b ist der berechnete geostrophische Wind für die Region um Perdigão um 20 Uhr dargestellt. WT gibt den Standort der Windturbine an. Die Werte U_{geo} und V_{geo} sind berechnete Werte für den geostrophischen Wind interpoliert auf den Standort der Windturbine. Vereinfacht wird angenommen, dass das geostrophische Gleichgewicht über die Nacht konstant bleibt. Der geostrophische Wind ist mit rund 2 m/s sehr schwach ausgeprägt und kommt aus westlicher Richtung.

In Abbildung 4.5a ist der Hodograph der Windgeschwindigkeit in Höhe des nächtlichen Maximums des Jets zu sehen. Hier wurde die berechnete geostrophische Komponente abgezogen. Bei einer vorliegenden Trägheitsschwingung müsste idealerweise ein um den



(a) Hodograph des ageostrophischen Windes (b) Radius und Winkelgeschwindigkeit

Abbildung 4.5: (a) Der Hodograph der ageostrophischen Windgeschwindigkeit in der Nacht vom 1. Mai 19 Uhr auf den 2. Mai 12 Uhr in Höhe des Jetmaximums. Bei der Trägheitsschwingung würde idealerweise der Graph eines Kreises um den Nullpunkt zu sehen sein. (b) Berechnung des Radius (oben) und der Winkelgeschwindigkeiten (unten) für jeden Zeitpunkt des Hodographs für die Höhe des maximal auftretenden Jets (blau) im Vergleich zu den theoretisch berechneten Werten (grün gestrichelt).

Nullpunkt kreisender Hodograph vorliegen. Eine Drehung der Windgeschwindigkeit im Uhrzeigersinn ist erkennbar, jedoch gibt es große Abweichungen beim Radius der Schwingung (blaue Linie in der oberen Abbildung 4.5b). Gegen 2 Uhr und 3 Uhr Nachts gehen die Windgeschwindigkeiten gegen Null. Das Maximum um 7 Uhr kommt aus nordöstlicher Richtung. Nach der Trägheitssoszillation müsste dieses jedoch aus der selben Richtung, wie der geostrophische Wind stammen, also aus westlicher Richtung. Dies ist in diesem Fall nicht gegeben.

Die Werte der theoretischen Trägheitssoszillation (grün gestrichelte Linie) im Vergleich zu den gemessenen stündlich gemittelten Lidar-Daten (blau) etwa in Höhe des auftretenden nächtlichen Jetmaximums ist in Abbildung 4.5b dargestellt. In der oberen Grafik ist der Radius der Trägheitssoszillation abgebildet. Dieser ergibt sich aus der ageostrophischen Windkomponente zum Zeitpunkt des Schwingungsbeginns (Gleichung 2.14), der mit Ausbildung einer stabilen Grenzschicht auf 20 Uhr abgeschätzt wird. Berechnet wird dabei ein Radius von $2,73 \text{ m/s}$. Bei einem geostrophischen Wind im Bereich von 2 m/s treten schon am Anfang der Schwingung supergeostrophische Windgeschwindigkeiten auf. Dies widerspricht der Theorie der Entstehung dieses NLLJs durch eine Trägheitssoszillation. Einerseits kann die Abschätzung der geostrophischen Komponente fehlerhaft sein, andererseits ist in diesem Zeitraum eine sehr stabile synoptische Lage mit geringem mesoskaligem Druckgradienten vorhanden. Maximale Windgeschwindigkeiten in der Größenordnung um 7 m/s lassen sich mit einer Trägheitssoszillation in

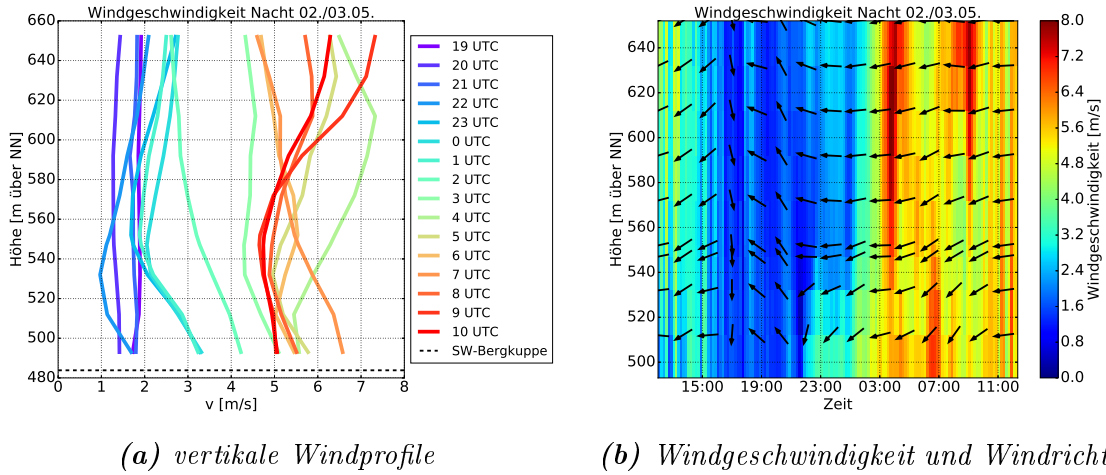


Abbildung 4.6: Horizontale Windgeschwindigkeit in der Nacht vom 2. zum 3. Mai in Perdigão. Vergleichbar mit Abbildung 4.3.

diesem Fall nicht erklären.

In 4.5b unten ist die theoretische Berechnung der Winkelgeschwindigkeit der Schwingung (grün gestrichelt) im Vergleich zur Berechnung der Winkelgeschwindigkeit des Hodographen aus den stündlich gemittelten Messdaten des Wind Profil Lidars (blau) dargestellt. Die theoretische Periodendauer der Trägheitsoszillation ist vom Coriolisparameter f abhängig (Gleichung 2.15) und mit der Annahme einer konstanten Schwingung, lässt sich daraus eine theoretische Winkelgeschwindigkeit berechnen. Der Coriolisparameter wiederum hängt vom Breitengrad des Ortes der auftretenden Schwingung ab. Perdigão befindet sich bei einer geografischen Breite von $39,5^\circ$. Daraus ergibt sich eine Periodendauer von etwa 18,86 Stunden und eine Winkelgeschwindigkeit von $0,0053^\circ/\text{s}$. Die Messwerte der Schwingung pendeln um den theoretischen Wert. Jedoch sind die Abweichungen mit einer Größenordnung des achtfachen im Vergleich zur Theorie sehr deutlich. Daneben sind in der Abbildung über mehrere Stunden negative Winkelgeschwindigkeiten zu sehen, was eine Drehung der Windrichtung gegen den Uhrzeigersinn entspricht. Auf der Nordhalbkugel sollte jedoch eine Drehung im Uhrzeigersinn vorliegen. Obwohl in der Realität mit Abweichungen zu einem idealen Trägheitskreis zu rechnen ist, zeigen die Auswertungen dieses Fallbeispiels eine große Diskrepanz zur Theorie.

LLJ in der Nacht vom 2./3. Mai 2017 in Perdigão In Abbildung 4.6a und 4.6b sind die Windgeschwindigkeitsprofile von der Nacht zwischen dem 2. Mai und dem 3. Mai dargestellt. Anders als in der vorherigen Nacht sind am frühen Abend keine stärkeren Windgeschwindigkeiten vorhanden. Gegen 4 Uhr bildet sich eine Jetstruk-

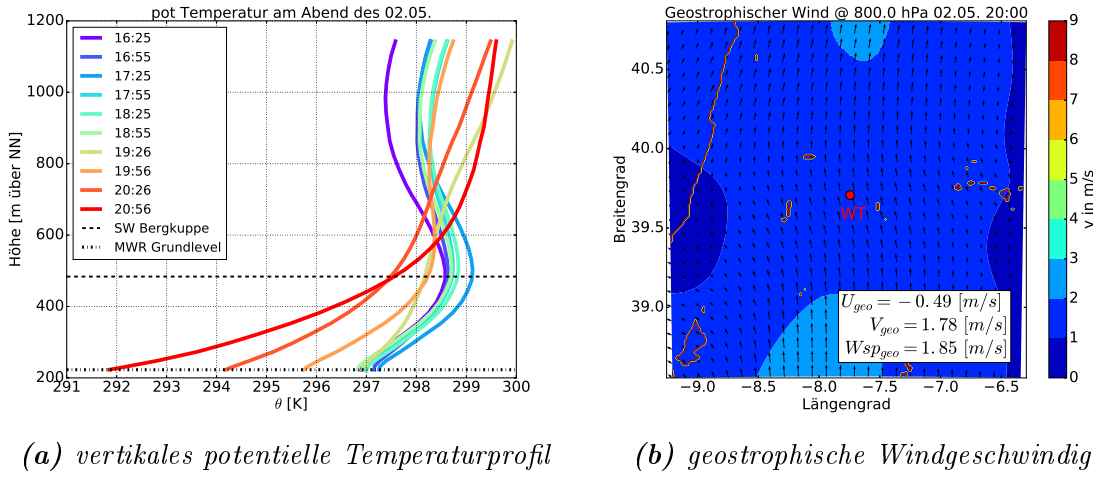
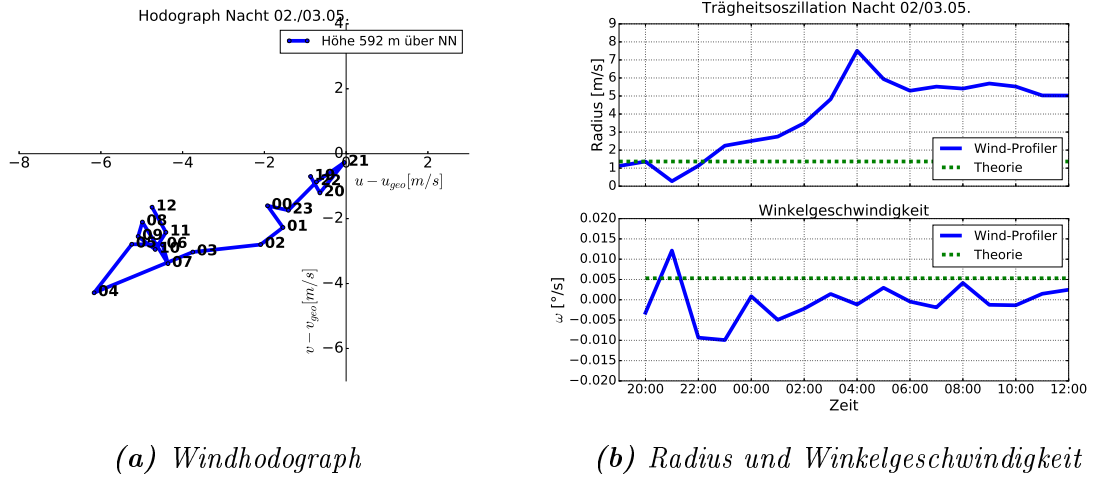


Abbildung 4.7: (a) Vertikaler potentieller Temperaturverlauf am Abend des 2. Mai. (b) geostrophischer Wind. Abbildung ist vergleichbar mit 4.4b.

tur des Windprofils aus, mit Windgeschwindigkeiten aus nordöstlicher Richtung. Das Jetmaximum befindet sich in einer Höhe von etwa 610 m über NN, was einer Höhe von 127 m über der südwestlichen Bergkuppe entspricht. Nach 7 Uhr bildet sich die Jetstruktur in Höhen von über 177 m (über der südwestlichen Bergkuppe) aus. Auch wenn aus diesen Messwerten, aufgrund der Grenze der Messhöhe, der Rückgang der Windgeschwindigkeiten nicht hervorgeht, ist aus anderen Messungen und Modelldaten die Jetstruktur ersichtlich.

In Abbildung 4.7a zeigt sich die Entwicklung der Schichtung am Abend des 2. Mai. Schon am Nachmittag (blaue Linie) ist im Tal (unterhalb der Bergkuppe des südwestlichen Hügels) die Abnahme der potentiellen Temperatur mit der Höhe, also eine stabile Schichtung, vorhanden. Die Werte von 20:26 Uhr zeigen auch bis in Höhen von 1000 m über NN eine stabile Schichtung. Für 20 Uhr wurden wiederum der geostrophische Wind in der Höhe der 800 hPa Fläche berechnet (Abbildung 4.7b), mit der Annahme, dass gegen diese Uhrzeit die Trägheitsschwinung entstehen würde. Weiterhin wird das geostrophische Druckgleichgewicht innerhalb der Nacht als konstant angenommen. Die Werte wurden, wie bereits im vorherigen Fall, mit dem Gaußfilter auf einer Fläche von 100 km geglättet. Auch in dieser Nacht liegt die theoretische geostrophische Windgeschwindigkeit nahe Null. Der Wind kommt aus südlicher Richtung mit einer Windgeschwindigkeit von unter 2 m/s.

Obwohl die Windgeschwindigkeiten, anders als in der vorherigen Nacht, um 20 Uhr subgeostrophisch sind, sind die Werte mit einem theoretischen Radius der Trägheitssoszillation von 1,37 m/s minimal (Abbildung 4.8b unten). Sie können mit der Trägheitssoszillation keine Windgeschwindigkeiten im Bereich von 7 m/s erklären. Darüber hinaus



(a) Windhodograph

(b) Radius und Winkelgeschwindigkeit

Abbildung 4.8: Entsprechend der Abbildung 4.5. (a) Hodograph der Windgeschwindigkeit in der Nacht vom 2. 19 Uhr auf den 3. Mai 12 Uhr in Höhe des Jetmaximums um das geostrophische Gleichgewicht. Es ist keine Schwingung um das geostrophische Gleichgewicht ersichtlich. (b) Berechnung des Radius (oben) und der Winkelgeschwindigkeiten (unten), Messswerte (blau) und Theorie (grün gestrichelt).

ist beim Hodograph keine Trägheitsschwingung um das geostrophische Gleichgewicht erkennbar (Abbildung 4.8a). Die Abbildung 4.8b zeigt, dass keine Trägheitsoszillation mit einer Winddrehung mit festem Radius und einer konstanten Winkelgeschwindigkeit vorliegt. Eine Winddrehung ist kaum vorhanden und nimmt für einige Stunden auch negative Werte an. Hinzu kommt, dass das nächtliche Maximum des Jets aus nordöstlicher Richtung und nicht, wie die Windkomponente aus dem geostrophischen Gleichgewicht aus südlicher Richtung kommt.

Fazit Die betrachteten Beispiele von NLLJs in Perdigão zeigen, dass die Trägheitsoszillation bei der Entstehung dieser Jets nicht die alleinige Ursache sein kann. Es ist wahrscheinlich, dass die Trägheitsoszillation in dieser Region allgemein keine dominante Rolle beim Entstehungsprozess von LLJs spielt. Auch wenn sich diese Arbeit auf die Entstehung von nordöstlichen LLJs in der Nacht konzentriert, treten Fälle von täglichen LLJs in Perdigão auf. LLJs am Tag können nicht durch die Trägheitsoszillation beschrieben werden. Mit Entstehung einer konvektiven Grenzschicht am Morgen bricht die Trägheitsoszillation zusammen. Die Vermutung liegt nahe, dass andere Faktoren für die Entstehung von LLJs und auch von NLLJs in Perdigão entscheidend sind. Regionale Aspekte der Umgebung von Perdigão sollen im nächsten Abschnitt untersucht werden.

4.3 Entstehungsmechanismus thermodynamische Zirkulation

In der bisherigen Untersuchung wurden die regionalen Begebenheiten von Perdigão außer acht gelassen. Der von dem Doppelhügel aus gesehen nordwestlich gelegene Gebirgszug Serra da Estrela und das nördlich liegende kastilische Hochland haben jedoch einen bedeutenden Einfluss auf die großräumige Strömung in der Region (Abbildung 3.1 und Abbildung 4.9).

In 38 Nächten der Messphase traten NLLJs auf (siehe Kapitel 4.1). Nur in 10 Nächten entsteht kein NLLJ. Ein Großteil der NLLJs kommen aus nordöstlicher Richtung. Diese Gemeinsamkeit deutet darauf hin, dass in diesen Fällen die Ursache der Entstehung einen ähnlichen Ursprung hat. Die zweite Phase des Messzeitraums ist durch eine stationäre Hochdrucklage geprägt und auch in der ersten Phase treten immer wieder Hochdrucklagen über dem Gebiet auf (siehe Kapitel 3.3). Diese schwachen synoptischen Bedingungen begünstigen die Ausbildung von lokalen thermischen Zirkulationen und können somit die Strömungsverhältnisse in der Region beeinflussen. Thermisch induzierte Druckgradienten können eine mögliche Erklärung für die Entstehung von NLLJs sein (siehe Kapitel 2.4) und sollen im Folgenden für die NLLJs in Perdigão untersucht werden.

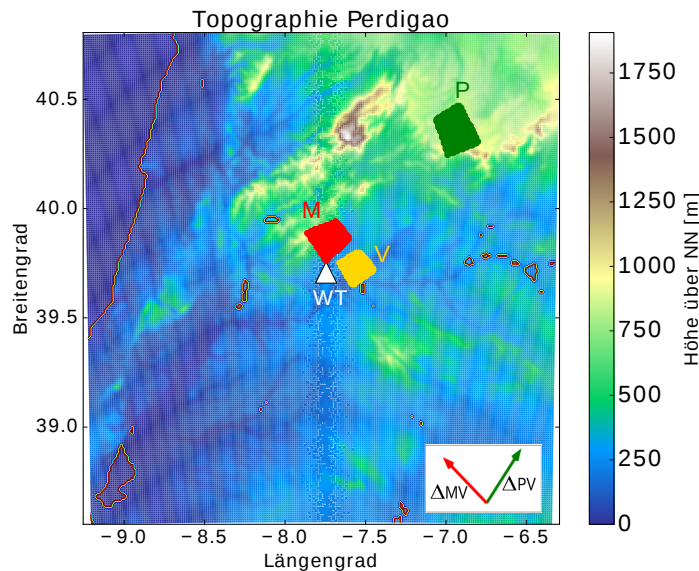


Abbildung 4.9: Definierte Gebiete M (Mountain), P (Plateau) und V (Valley) in der von Region Perdigão. WT steht für den Standort der Windturbine. Die Mittelpunkte der Gebiete M und V sind etwa 20 km von einander entfernt, zwischen P und V liegen 87 km. Unten rechts ist die Richtung der Gradienten Δ_{MV} und Δ_{PV} dargestellt.

Methodik Für die Identifikation einer thermischen Zirkulation als Entstehungsmechanismus wurden Temperatur- und Druckgradienten in zwei Richtungen zwischen verschiedenen Regionen betrachtet. In dieser mesoskaligen räumlichen Skala wurden keine Messungen durchgeführt, sodass auf stündliche WRF-Simulationsdaten der Domäne 2 (D2) mit einer Auflösung von 1 km (siehe Kapitel 3.4) zurückgegriffen wurde.

In Abbildung 4.9 sind die definierten Regionen zu sehen. Der gelbe Bereich (V) kennzeichnet ein Gebiet im Tal nordöstlich von dem Doppelhügel mit der Windturbine (WT). M steht für Mountain und umfasst das Gebiet des nordwestlich vom Doppelhügel gelegenen Gebirgszuges der Serra da Estrela. Die Entfernung D_{MV} der Mittelpunkte der beiden Gebiete M und V liegt bei rund 20 km. Das Gebiet wurde ausgewählt um den Einfluss des Gebirgszuges im Hinblick auf die Entstehung von Hangwinden (siehe Kapitel 2.4) zu untersuchen. Aus vorherigen Analysen geht hervor, dass die großräumigen Strömungen in der Nacht vorwiegend aus nordöstlicher Richtung aus der Region des kastilischen Hochlands stammen (Wagner et al., 2019). Für die Auswertung wurde repräsentativ ein Gebiet des Hochplateaus (P) im Nordosten des Doppelhügels in einer Entfernung D_{PV} von rund 87 km ausgewählt.

Die Daten wurden auf gleiche Höhenlevels interpoliert, sodass ein horizontaler Gradient berechnet werden konnte. Für den MV-Gradienten werden die Temperatur- oder Druckdaten des Tals abgezogen von den Werten der Bergregion abgezogen und durch die Entfernung D_{MV} geteilt:

$$\Delta_{MV} = \frac{M - V}{D_{MV}} \quad (4.1)$$

Vergleichsweise für den PV-Gradient:

$$\Delta_{PV} = \frac{P - V}{D_{PV}} \quad (4.2)$$

Die Gradienten zeigen somit vom Tal weg. Positive Werte des Gradienten bedeutet, dass die Werte am Berg oder der Hochebene höher sind als im Tal. Bei negativen Werten ist es umgekehrt.

4.3.1 Untersuchung der thermodynamischen Zirkulation in Perdigão anhand von Fallbeispielen

Die thermodynamischen Zirkulation während LLJs soll über horizontale Temperatur- und Druckgradienten in zwei exemplarischen Fällen untersucht werden.

Thermodynamische Zirkulation in der Nacht des 1./2. Mai 2017 In Abbildung 4.10 sind der horizontale Gradient der potentiellen Temperatur und des Druckes

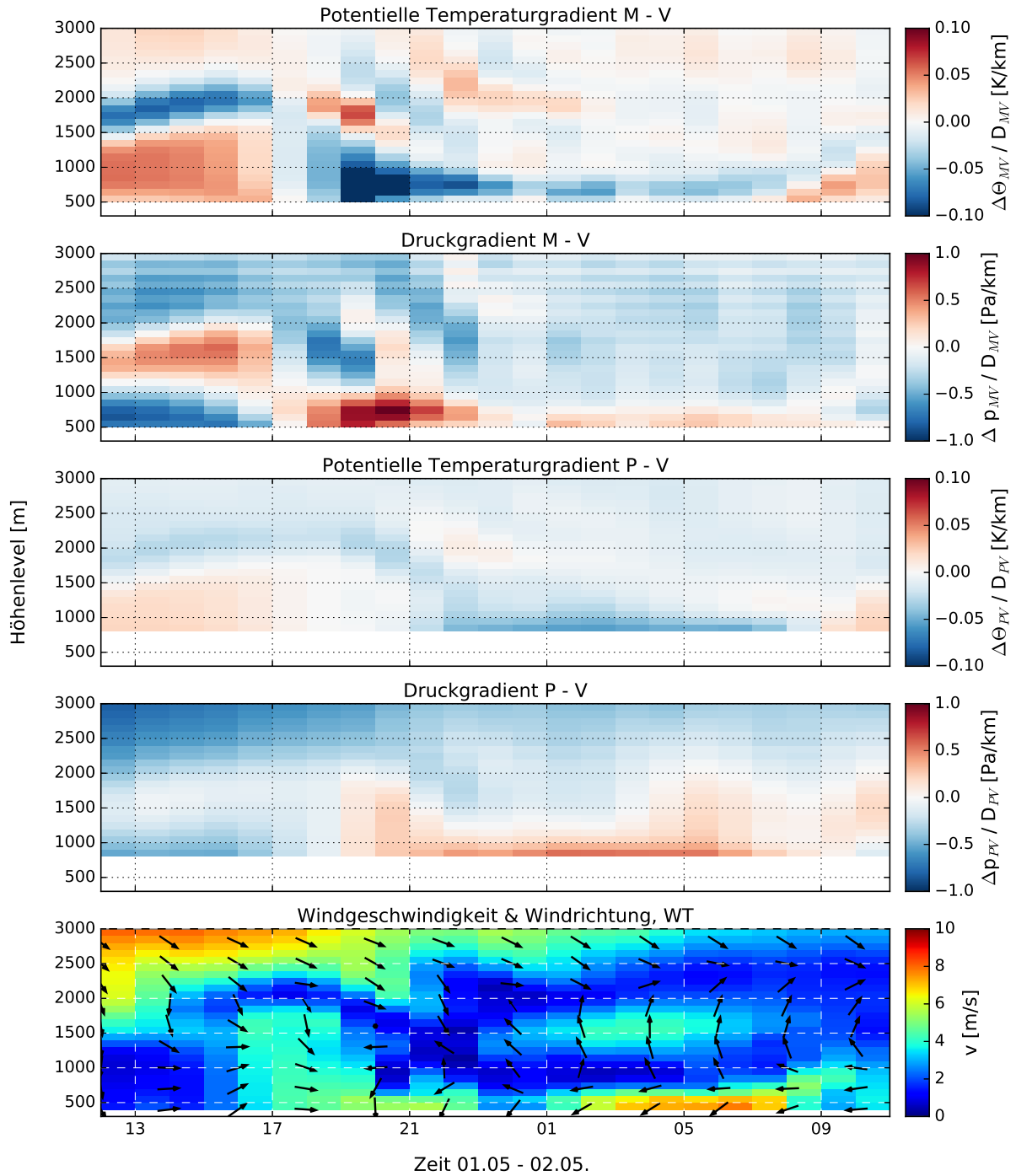


Abbildung 4.10: Horizontaler Gradient der potentiellen Temperatur und des Drucks zwischen den Regionen M und V und P und V in der Nacht vom 1./2. Mai auf Basis von stündlichen Werten der WRF-Simulation D2. Die Höhe ist in m über NN angegeben. Unterste Grafik: Windgeschwindigkeit und Windrichtung interpoliert auf den Standort der Windturbine (WT). Die Pfeile entsprechen der normierten Windrichtung.

zwischen den ausgewählten Regionen in den verschiedenen Höhenleveln (Höhe von 0 bis 3000 m über NN) über die Zeit dargestellt. Der dargestellte Zeitraum geht von 12 Uhr des 1. Mai bis 12 Uhr des nächsten Tages. Die obersten beiden Grafiken zeigen die Gradienten zwischen den nordwestlichen Bergen (M) und dem Tal (V). Die unterste Grafik zeigt die Windgeschwindigkeit und Windrichtung am Standort der Windturbine, die sich in einer Höhe von etwa 440 m über NN befindet.

Am Tag ist unterhalb von etwa 1500 m über NN (also bei etwa 1000 m über Grund) ein positiver horizontaler Temperaturgradient vorhanden. Die potentielle Temperatur ist im gleichen Höhenlevel am Berg höher als im Tal (oberste Grafik in Abbildung 4.10). Eine Erklärung dafür ist in der stärkeren Erwärmung von Berghängen zu finden (siehe Kapitel 2.4). Die Luft in der Höhe am Berg wird im gleichen Höhenlevel zur Umgebung stärker vom Boden beeinflusst. Durch die solare Einstrahlung am Tag erwärmt sich in dieser Situation die Luft am Berghang schneller. Horizontal bildet sich ein Gradient der potentiellen Temperatur aus. Dies führt zur Bildung eines horizontalen Druckgradienten. Der Druckgradient ist also zwischen der Bergregion und der umliegenden Umgebung negativ. Zwischen 13 und 16 Uhr ist das unterhalb von 1000 m über NN der Fall.

Nach 18 Uhr wird der Gradient der potentiellen Temperatur negativ und der Druckgradient positiv. Die Gradienten sind in Bodennähe zwischen 19 und 21 Uhr stark ausgeprägt. Bei Sonnenuntergang (gegen 19:20 Uhr) befinden sich die nordwestlichen Hänge bereits im Schatten und es bildet sich ein thermisch induzierter Druckgradient aus. In der Nacht ist somit ein positiver Druckgradient vorhanden, der Hangabwinde bewirkt. Am Standort der Windturbine kommt es in diesem Zeitraum zu Bodenwindgeschwindigkeiten im Bereich von 5 m/s , die aus westlicher bzw. nordwestlicher Richtung stammen. Die Richtung entspricht in etwa der Richtung des MV-Gradienten, der in diesem Zeitraum positiv ist und somit als beschleunigende Kraft der Windgeschwindigkeit angesehen werden kann. Nach 20 Uhr dreht der Wind auf nördliche Richtung. Ab diesem Zeitpunkt wird die Zirkulation durch das entstehende thermisch induzierten Windsystem aus nordöstlicher Richtung überlagert. Bei der Hangwindzirkulation mit ihrer räumlichen Skala und der Größenordnung der Windgeschwindigkeit spielt die Coriolisbeschleunigung eine untergeordnete Rolle, könnte aber zu der Windrichtungsänderung im Uhrzeigersinn beitragen.

In der dritten und vierten Reihe der Abbildung 4.10 sind der horizontale Gradient der potentiellen Temperatur und des Drucks zwischen der Region P und der Region V abgebildet. Aufgrund der topografischen Lage liegt Region P höher als Region V, sodass in den unteren Höhenleveln keine horizontalen Gradienten berechnet werden können. In der Nacht ab einer Uhrzeit von 21 Uhr ist unterhalb einer Höhe von 1000 m über NN

ein starker ausgeprägter negativer Temperaturgradient präsent. Dieser bewirkt einen positiven Druckgradient. Am Tag und in der freien Atmosphäre ist der Gegensatz der Fall. Der Gradient PV weist in nordöstliche Richtung und bedeutet bei einem positiven Druckgradienten eine beschleunigende Kraft aus dem Nordosten. Die Windrichtung am Standort der Windturbine dreht im Zeitraum nach 22 Uhr auf Nordost (Pfeile in untersten Grafik in Abbildung 4.10). Der spätere Zeitpunkt der LLJ-Entstehung ist im Plot der Windgeschwindigkeit nach 1 Uhr gut zu erkennen und lässt sich mit einer gewissen Trägheit des Systems begründen. Maximale Windgeschwindigkeiten des NLLJs treten erst gegen 7 Uhr mit Windgeschwindigkeiten von 7 m/s unterhalb von 600 m über NN auf. Diese Werte wurden auch vom Lidar Wind Profiler gemessen (siehe Kapitel 4.2 Abbildung 4.3). Nach 8 Uhr bildet sich die Jetstruktur am Boden zurück. In diesem Zeitraum schwächen sich auch der Temperatur- und der Druckgradient ab. Nach 10 Uhr wechseln diese das Vorzeichen und damit die Richtung. Die täglich variablen Temperatur- und Druckgradienten sind die Grundlage einer thermodynamischen Zirkulation und hängen mit den topografischen Gegebenheiten zusammen. Mögliche Erklärung der Entstehung sind in der Theorie der Talwindzirkulation, der Zirkulation zwischen Hochebene und Ebene und der Hangwindzirkulation zu finden (siehe Kapitel 2.4). Eine Kombination dieser Strömungszirkulationen ist in der Region gegeben. Die Größenskala der Windgeschwindigkeiten und Entfernungen sind mit Beispielen der Talwindzirkulation in der Literatur vergleichbar (Kapitel 2.4).

Eine Diskrepanz tritt bei der Höhe des horizontalen Druckgradienten und der Höhe des NLLJs auf. Die Werte des MV-Temperaturgradienten und -Druckgradienten können nur in Höhen über 800 m über NN berechnet werden, da für die Hochebene unterhalb dieses Wertes keine Daten vorhanden sind. Zwischen 800 und 1000 m Höhe über NN ist der stärkste Gradient zu sehen. Die Jethöhe liegt jedoch unterhalb von 800 m. Dies ist durch eine zusätzliche Beschleunigung der Windgeschwindigkeit entlang der geneigten Ebene zwischen dem kastilischen Hochland und der Region um Perdigão und der bodennahen Strömung der potentiell kälteren Luft zu erklären.

Untersuchung in der Nacht des 2./3. Mai 2017 In Abbildung 4.11 sind Daten der Nacht des 2. auf den 3. Mai dargestellt. Die Darstellung ist mit der Abbildung der vorherigen Nacht vergleichbar. In den oberen Teilen sind horizontale Gradienten zwischen potentieller Temperatur und des Druckes für die verschiedenen Höhenlevel zwischen den Regionen M und V, sowie P und V dargestellt. Im unteren Teil ist die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung am Standort der Windturbine zu sehen. Im Vergleich zur Nacht vom 1./2. Mai sind auch hier die typischen Tag- und Nachtmuster der Gradienten in beiden Richtungen (M-V und P-V) zu erkennen. Am Tag ist am

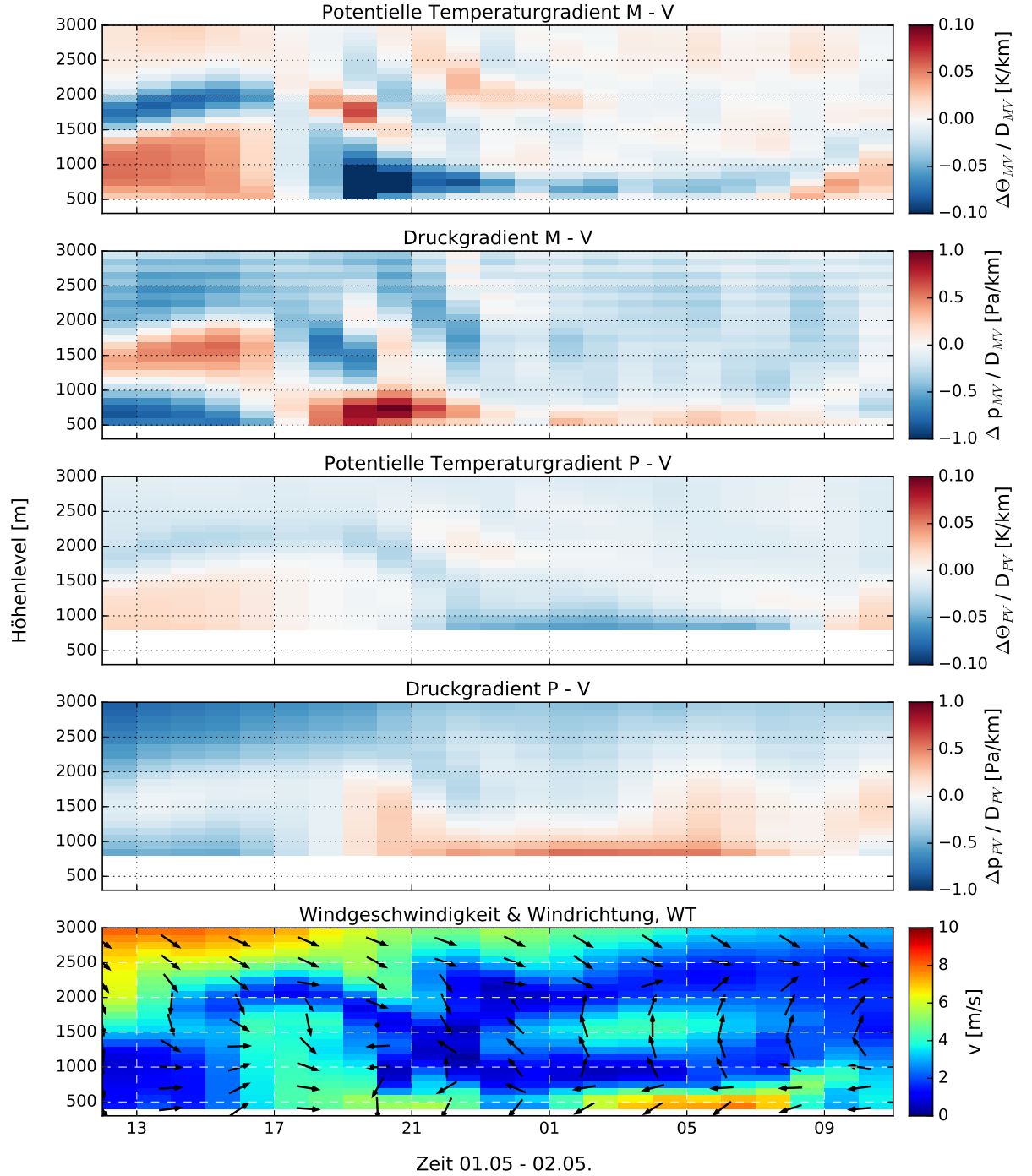


Abbildung 4.11: Vergleichbar zu Abbildung 4.10 für die Nacht des 2. auf den 3. Mai.

Boden ein positiver Temperaturgradient ausgebildet, in der Nacht ein negativer. Diese bewirken einen negativen Druckgradient am Tag und einen negativen Druckgradient in der Nacht.

Anders als in der Nacht vom 1./2. Mai ist am Abend gegen 18 Uhr jedoch kein Jet vorhanden. Zu dieser Uhrzeit sind auch die Gradienten in MV-Richtung wesentlich schwächer ausgeprägt, als in der vorherigen Nacht. Die MV-Gradienten bilden sich außerdem erst zu einem späteren Zeitpunkt aus. Bereits in der Nacht zuvor bewirkte der Druckgradient in MV-Richtung zu diesem Zeitpunkt keine starken Windgeschwindigkeiten. Es kam zu einer Windrichtungsänderung. Auch in dieser Nacht wird eine Superposition von verschiedenen Kräften vorhanden sein, sodass der Druckgradient nicht zu einer direkten Ausgleichsströmung führt. Zwischen 5 und 8 Uhr treten unterhalb von 600 m die stärksten Windgeschwindigkeiten mit Werten von bis zu 8 m/s auf, die aus nordöstlicher Richtung kommen. Diese bilden eine LLJ-Struktur aus, auch wenn in diesem Zeitraum Windgeschwindigkeiten im Bereich von 5 m/s bis in Höhenlevel unter 1500 m zu finden sind. Nach dem Identifikationsalgorithmus dieser Arbeit (siehe Kapitel 4.1) ist das Minimum über dem Jetmaximum mindestens 2 m/s kleiner und liegt unterhalb von 1000 m über dem Grund. Die Bedingungen für einen LLJ sind damit gegeben. Durch die Trägheit der thermisch angetriebenen Strömung werden auch nach 8 Uhr noch stärkere Windgeschwindigkeiten am Boden beobachtet.

Auch dieses Fallbeispiel der Nacht zeigt das Vorhandensein einer thermodynamischen Zirkulation. Sie unterscheidet sich zur vorherigen Nacht dadurch, dass die nordwestliche Komponente (M-V-Gradient) am Abend eher schwach ausgeprägt ist und auch kein nordwestlicher Jet in den Abendstunden entsteht. Das nächtliche Maximum des Jets kommt in diesem Fallbeispiel jedoch, wie in der Nacht zuvor, aus dem Nordosten.

Fazit In den beiden untersuchten Fallbeispielen entsteht eine thermodynamische Zirkulation, die zur Ausbildung von NLLJs in Perdigão führt. Es stellt sich die Frage, ob diese thermische Zirkulation in jeder Nacht beobachtet werden kann und ob es einen Unterschied zwischen den Nächten mit NLLJs und ohne NLLJs gibt. In Abbildung 4.12 ist der Zeitraum vom 1. bis zum 5. Mai dargestellt. Der Tagesgang der Temperaturwerte, sowie der Druckwerte mit der Entstehung von NLLJs ist in den ersten beiden Nächten deutlich zu erkennen. Am Abend des 3. Mai findet eine Überlagerung der lokalen thermisch induzierten Druckgradienten durch synoptische Druckgegensätze statt. Deutlich ist das bei den Druckgradienten in beiden Richtungen zu erkennen. Der Druck im Tal (V) ist in allen Höhenleveln höher als in der nordwestlichen Bergregion (M). In der Richtung PV ist der Durchzug eines Tiefdruckgebietes ersichtlich. War erst noch ein höherer Druck in der Hochebene (P) als im Tal (V) vorhanden, drehen sich die Druck-

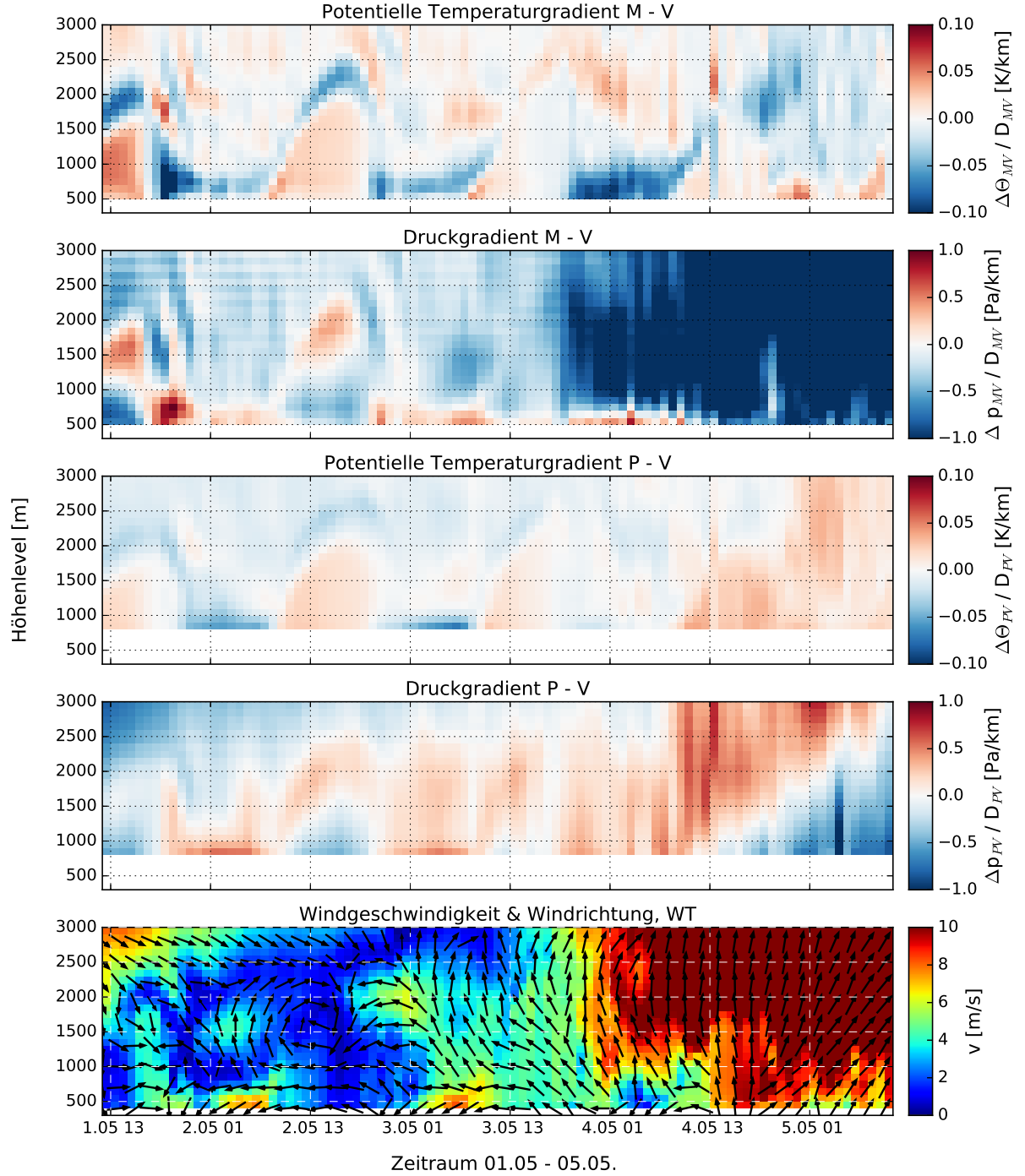


Abbildung 4.12: Vergleichbar zu Abbildung 4.10 im Zeitraum vom 1. zum 5. Mai. Nach Nächten mit LLJs kommt es zur Überlagerung der lokalen thermischen Druckverhältnisse durch großräumige synoptische Druckgebieten.

gegensätze am Mittag des 4. Mai um. Die Entwicklung in den verschiedenen Höhen ist gut zu sehen. NLLJ bilden sich in diesem Zeitraum nicht aus. Der Wind kommt in diesem Fall am Boden sowie in der Höhe aus südlicher und südwestlicher Richtung. In der Höhe erreicht er deutlich Werte über 10 m/s . Strahlungsbedingte, thermisch induzierte Druckdifferenzen am Boden werden durch die starken großräumigen Druckunterschiede überlagert.

4.3.2 Kompositanalyse über den Zeitraum der Messphase

Für die beiden betrachteten Nächte kommt eine thermodynamische Zirkulation als Entstehungsmechanismus der NLLJs in Frage. Es gilt zu überprüfen, ob dies eine Möglichkeit für alle NLLJs aus nordöstlicher Richtung ist. Hierfür wird über den gesamten Zeitraum vom 1. Mai bis 17. Juni ein Komposit für Nächte mit NLLJs und ohne NLLJs gebildet. In Abbildung 4.13, Abbildung 4.14 und Abbildung 4.15 sind mittlere Tagesgänge für den gesamten Zeitraum für die verschiedenen Höhenlevel dargestellt. Fälle mit und ohne NLLJ werden dabei gemittelt und gegenüber gestellt. Dabei ist zu beachten, dass durch die kleinere Stichprobengröße von 10 Nächten ohne NLLJs, die Unsicherheit der Ergebnisse in dieser Gruppe wesentlich höher abgeschätzt werden müssen.

In Abbildung 4.13a ist der mittlere horizontale Gradient der potentiellen Temperatur in Richtung MV für Nächte mit NLLJ zu sehen. Zwischen 17 und 22 Uhr existiert unterhalb von 1000 m ein deutlich negativer Temperaturgradient. In den nachfolgenden Stunden schwächt sich der Wert ab. Ab einer Uhrzeit von 7 Uhr ist ein positiver Temperaturgradient in Bodennähe vorhanden. Dieser entwickelt sich mit der Zeit auch in der Höhe bis 1000 m. Im Druck (Abbildung 4.13c) ist konträr zum Temperaturgradienten in der Nacht am Boden ein positiver Gradient vorhanden, der am stärksten in den Abendstunden ab 17 Uhr ausgebildet ist. Ein Zusammenhang zwischen Temperaturgradient und Druckgradient ist hier deutlich ersichtlich. In Nächten ohne NLLJ ist dieses Muster nur in einer sehr abgeschwächten Variante vorhanden (Abbildung 4.13 b und d). Insgesamt ist ein typischer Zusammenhang zwischen dem Gradienten der potentiellen Temperatur- und des Drucks in Nächten mit NLLJs in der Grenzschicht zu erkennen, welcher in Nächten ohne NLLJs in der Form nicht vorhanden ist.

In Abbildung 4.14 sind horizontale Temperaturgradienten und Druckgradienten der nordöstliche Richtung (PV) ersichtlich. Im Falle der NLLJs ist ein Tagesgang erkenntlich. In der Nacht ist, wie in den beiden untersuchten Nächten, ein negativer Temperaturgradient vorhanden, am Tag ein positiver. Die Region der Hochebene ist am Tag im gleichen Höhenlevel wärmer und in der Nacht kälter. Beim Druckgradient ist dies

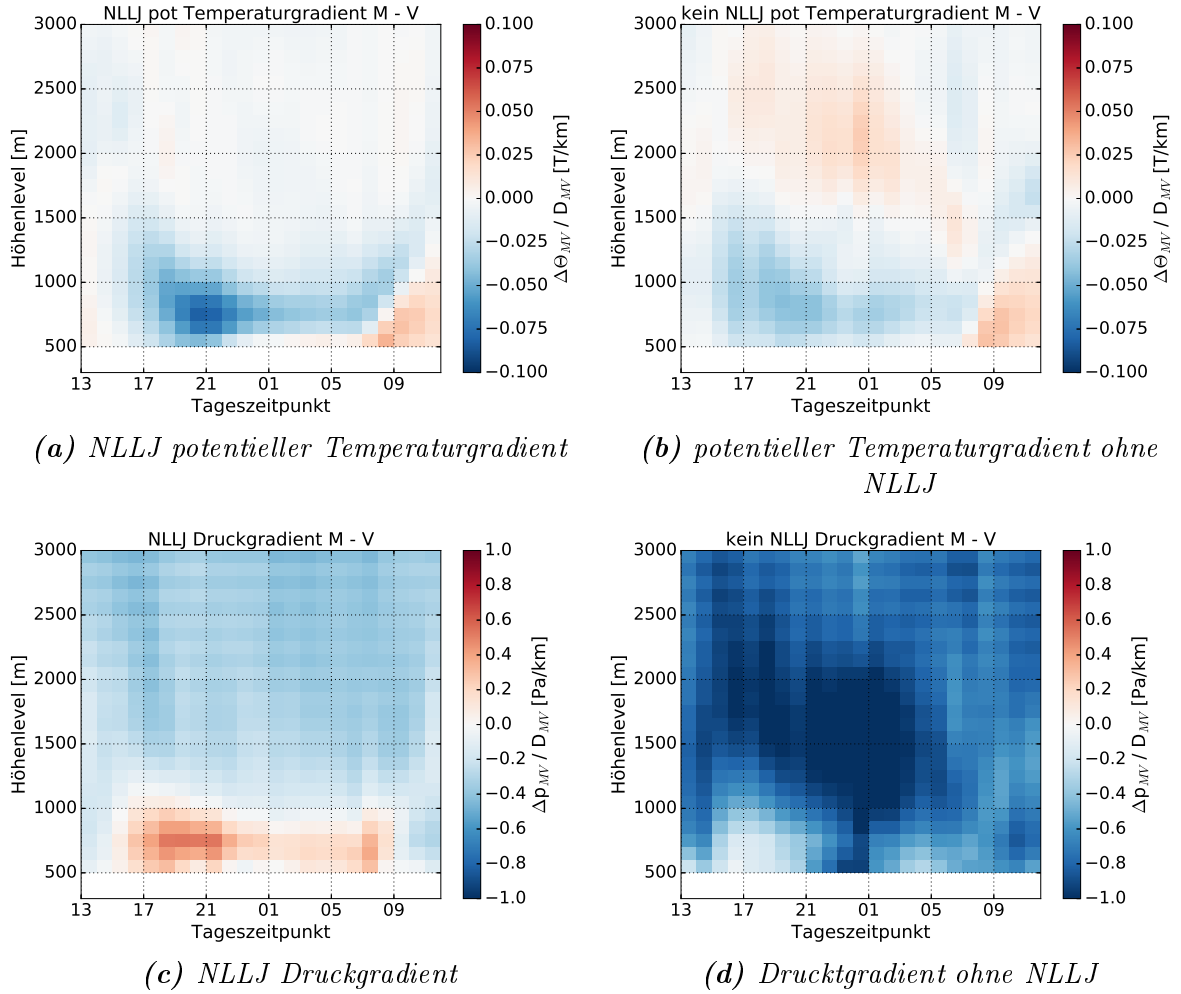


Abbildung 4.13: Kompositanalyse des Zeitraums für die MV-Gradienten. Die linke Seite zeigt das Mittel der potentiellen Temperaturgradienten (a) und der Druckgradienten (c) für die Nächte mit NLLJs. Rechts sind die Werte der Nächte ohne NLLJ dargestellt.

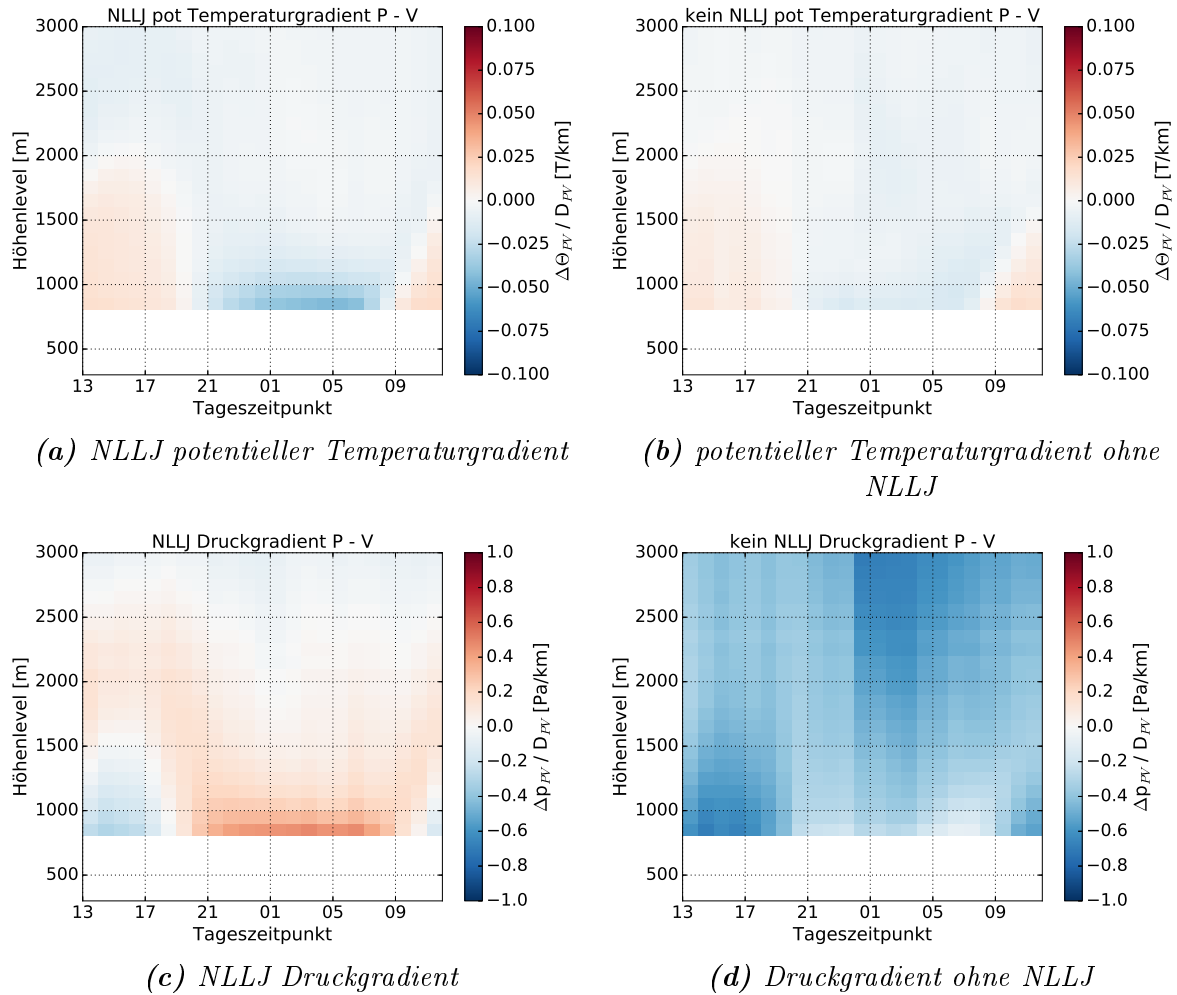


Abbildung 4.14: Mittelwerte über den gesamten Zeitraum in Richtung PV. Linke Seite: Mittelwerte der Nächte mit NLLJs. Rechte Seite: Mittelung der Nächte ohne NLLJs.

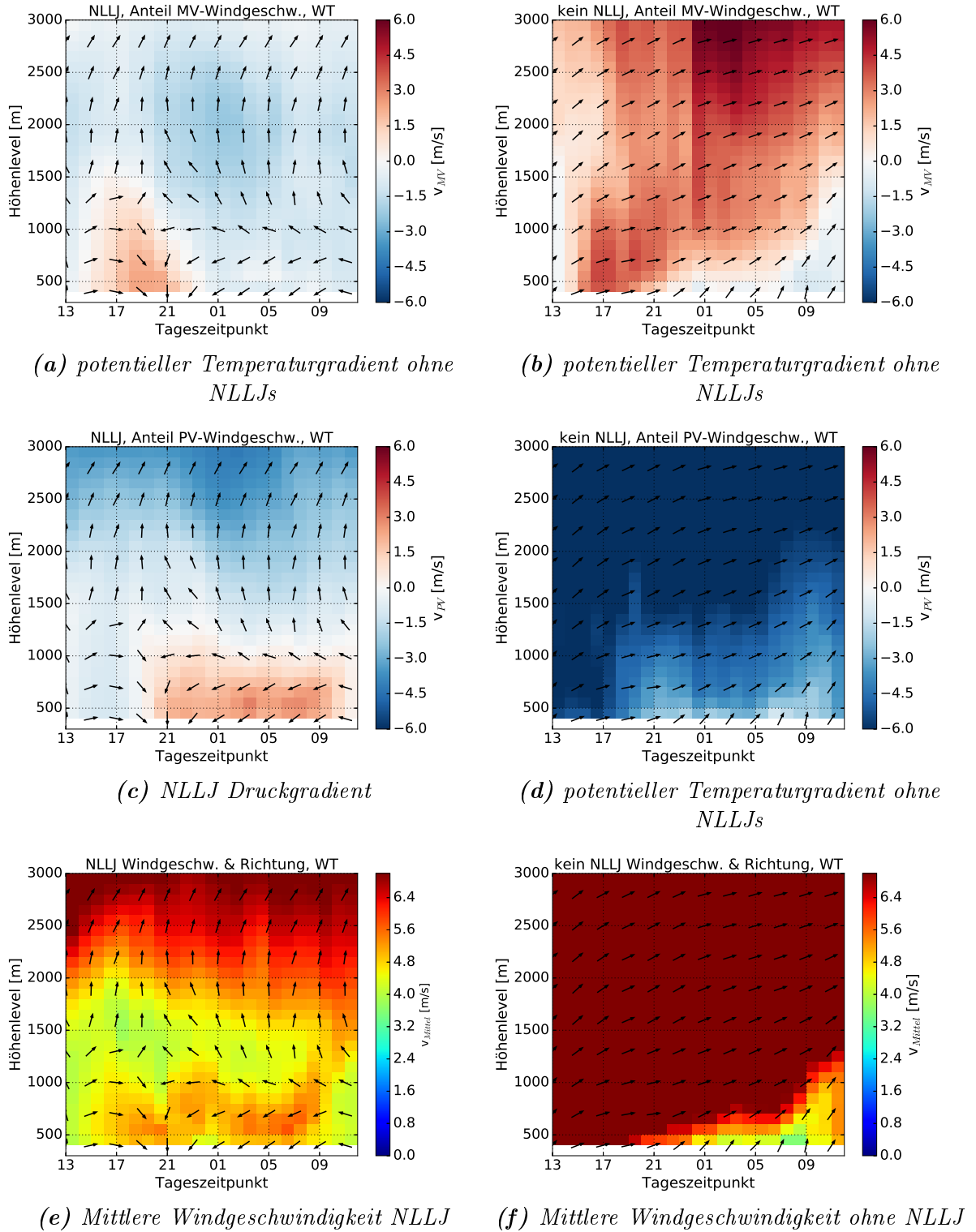


Abbildung 4.15: Mittlere Windgeschwindigkeiten in MV- und PV-Richtung für den gesamten Zeitraum vom 1. Mai bis 17. Juni 2017 der Nächte mit NLLJs (links) und ohne NLLJs (rechts). In (a) und (b) sind die Werte der Windgeschwindigkeit interpoliert in MV-Richtung zu sehen. (c) und (d) zeigen die Windkomponente entlang der PV-Richtung. In (e) und (f) sind die Windgeschwindigkeit am Ort der Windturbine dargestellt. Die Pfeile entsprechen in jeder Grafik der Mittelung der Windrichtung zu den jeweiligen Uhrzeiten.

umgedreht. Somit ist auch hier ein typischer Zusammenhang ersichtlich, der die Entstehung von thermisch induzierten Druckgradienten erklärt. In den Nächten ohne NLLJ ist in den Druckgradienten dieser Zusammenhang nicht erkennbar (Abbildung 4.14d). Abbildung 4.15 zeigt die Windgeschwindigkeiten gemittelt zur jeweiligen Uhrzeit des Tages. Dabei wurden Projektionen der Windgeschwindigkeit in die Richtung der Druck- und Temperaturgradienten ΔMV (Abbildung 4.15a) und ΔPV (Abbildung 4.15c) im Fall eines NLLJs dargestellt um sie mit den jeweiligen Druckgradienten der Richtung (Abbildung 4.13c und Abbildung 4.14c) gegenüberzustellen. Der Vergleich zeigt, dass die Anteile der Windgeschwindigkeiten aus den jeweiligen Richtungen mit einem positiven Druckgradienten übereinstimmen. Auch die Winddrehung lässt sich darauf zurück führen. Am Abend kommen die Winde am Boden aus nordwestlicher Richtung, wenn ein positiver nordwestlicher Druckgradient (MV) vorhanden ist, während sie sich in der Nacht auf nordöstliche Richtung drehen, wenn ein positiver nordöstlicher Druckgradient vorliegt. In Nächten ohne NLLJ kommen die Winde aus südwestlicher Richtung (Abbildung 4.15b und Abbildung 4.15d). In Abbildung 4.15a ist die Windgeschwindigkeit in MV- Richtung und die Windrichtung am Ort der Windturbine dargestellt. Der Anteil der Windgeschwindigkeit in MV-Richtung ist besonders in dem Zeitraum ausgeprägt in der auch der Druckgradient der MV-Richtung am stärksten positiv ist. Dieser Zusammenhang erklärt die Windgeschwindigkeiten aus nordwestlicher Richtung. Die Drehung der Windgeschwindigkeit auf nördliche Richtung gegen 21 Uhr ist eine Folge der Überlagerung des Druckgradienten aus nordöstlicher Richtung (PV) zu diesem Zeitpunkt (Abbildung 4.14c).

In Abbildung 4.15e und 4.15f sind die gemittelten Windgeschwindigkeiten am Standort der Windturbine zu sehen. In der Mittlung der Nächte mit NLLJs sieht man die stärkeren Windgeschwindigkeiten zwischen 17 und 9 Uhr im Bereich von 5 bis 6 m/s unterhalb von 1000 m über NN, was am Standort der Windturbine etwa einer Höhe von 500 m über Grund entspricht. In den anschließenden Höhen darüber sind die Windgeschwindigkeiten schwächer ausgeprägt, wobei sie daraufhin ab einer Höhe von etwa 1500 m in der freien Atmosphäre wieder zunehmen.

Fazit Allgemein ist ein dominantes Muster dieser thermodynamischen Zirkulation im Zusammenhang mit der Entstehung von NLLJs in Perdigão festzustellen. Auch wenn bei Einzelbetrachtungen der Nächte ein Einfluss und eine Überlagerung anderer Effekte vorhanden ist, kann das Entstehen von thermischen Druckgradienten in den Nächten mit NLLJs nachgewiesen werden. Diese thermisch induzierten Druckgradienten konnten sich aufgrund der synoptisch ruhige Hochdrucklage besonders gut während der Messphase ausbilden.

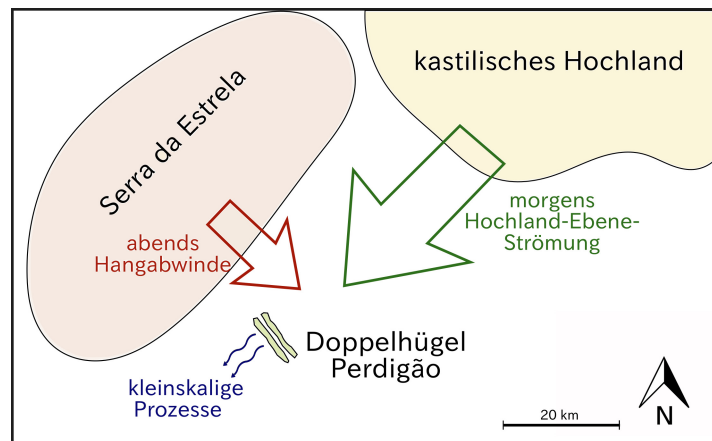


Abbildung 4.16: *Prinzipienskizze der Entstehung von NLLJs in Perdigão bei synoptisch ruhiger Lage. Am Abend kommt der Wind aus nordwestlicher Richtung als Hangabwinde des Serra da Estrela, in den Morgenstunden dominiert die Strömung aus nordöstlicher Richtung zwischen der Hochebene und der vorgelagerten Region. Der Doppelhügel in Perdigão hat Auswirkungen auf die kleinskaligen Prozesse.*

Schematisch ist die Entstehung von NLLJs in Perdigão in Abbildung 4.16 zusammengefasst. Am Abend können aufgrund der topografischen Lage des Gebirgszuges Serra da Estrela Hangabwinde entstehen, sodass in der Region um Perdigão NLLJs aus nordwestlicher Richtung entstehen können. In den Morgenstunden bildet sich eine thermisch induzierte Strömung aus nordöstlicher Richtung zwischen dem kastilischen Hochland und der vorgelagerten Ebene aus, die in der unteren Grenzschicht nordöstliche LLJs entstehen lassen. Erklärungen zur Entstehung dieser Strömung sind in der Theorie der Talwindzirkulation, der Zirkulation zwischen Hochebene und Ebene und der Hangwindzirkulation zu finden. Der Doppelhügel in Perdigão führt zu lokalen Veränderungen des Windprofils. Dies soll im nächsten Abschnitt genauer betrachtet werden.

4.4 Strömungsprofile für Windkraftanlagen während Low-Level Jet-Situationen

Leistungen und Belastungen von Windkraftanlagen werden maßgeblich von den einströmenden Windverhältnissen bestimmt. Dabei sind die Verhältnisse in der Rotorebene von besonderem Interesse. Die Windturbine in Perdigão ist für Bedingungen der Windklasse IIa ausgelegt, das heißt für Extremwerte von 42,5 m/s mit einer Wiederkehrperiode von 50 Jahren und für eine hohe Turbulenzintensität (siehe Kapitel 2.5). Durch LLJs verändert sich das vertikale Windprofil. Ein einfaches Power Law oder logarithmisches Windprofil kann die horizontale Windgeschwindigkeit in der Rotorebene nicht mehr richtig beschreiben. Starke Windscherungen oder auch Winddrehungen mit

der Höhe können durch LLJs entstehen und somit zu zusätzlichen Belastungen führen. Die Profile der Windverhältnisse während eines LLJs werden an den beiden bereits zuvor betrachteten Nächten untersucht. Hierfür werden hochaufgelöste Winddaten von Scanning-Lidar-Messungen des DLR verwendet (#1, #2 und #3 in Abbildung 3.2). In Abbildung 4.17 ist die Strömung in der Ebene senkrecht zu den Bergkuppen der Doppelhügel zwischen 6:45 und 6:50 Uhr am 2. Mai in Perdigão während des auftretenden LLJs dargestellt. Die Werte stammen von den sich mit der Windturbine in einer Ebene befindenden Scanning-Lidare #1 (auf dem Nordost-Hügel) und #2 (im Tal), die in der Abbildung mit grauen Kästen eingezeichnet sind. Die Werte der beiden Scans sind auf ein räumliches Gitter mit einer Auflösung von 20 m interpoliert. Die abgebildeten Winddaten und Windpfeile ergeben sich aus der vertikalen Windkom-

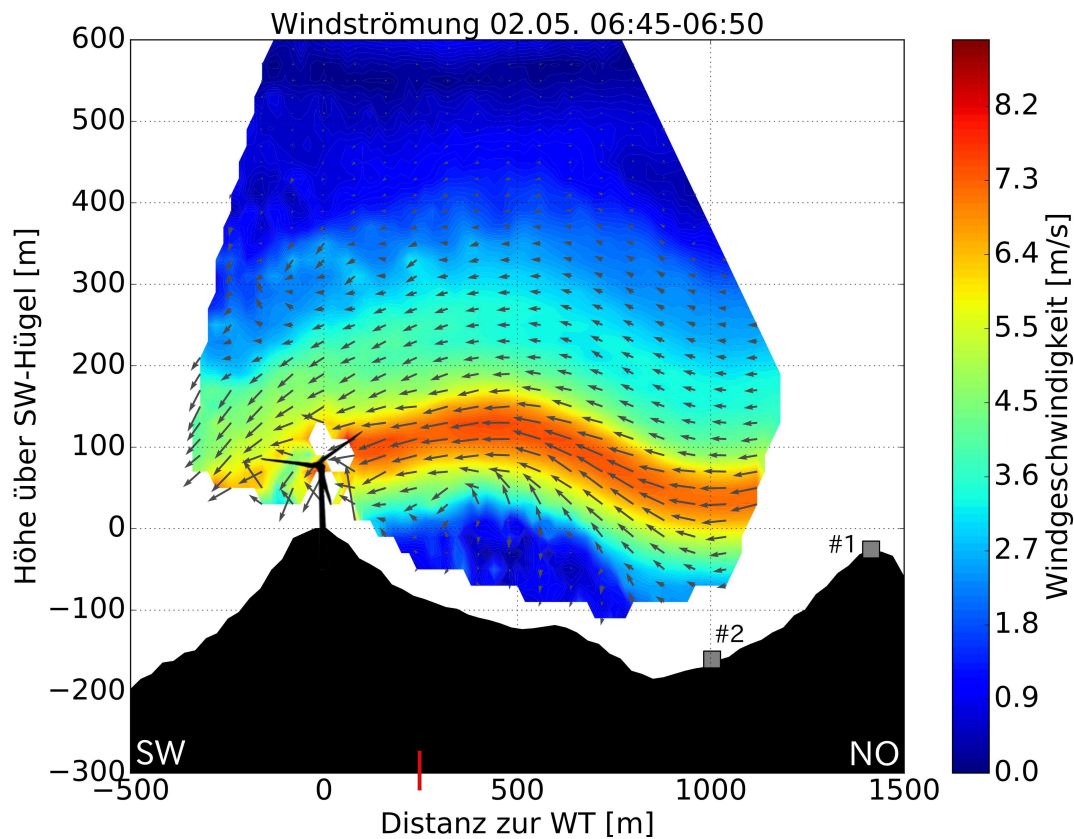
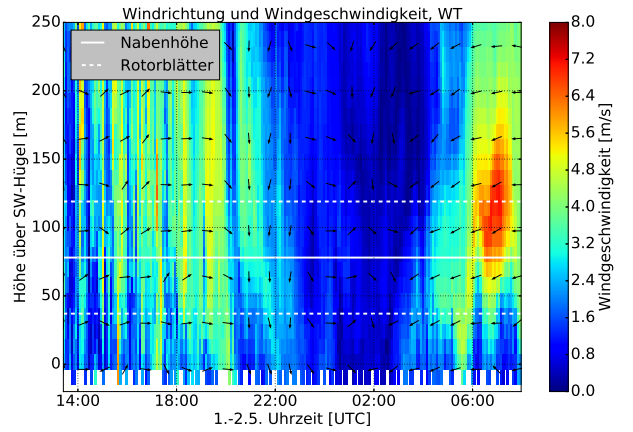


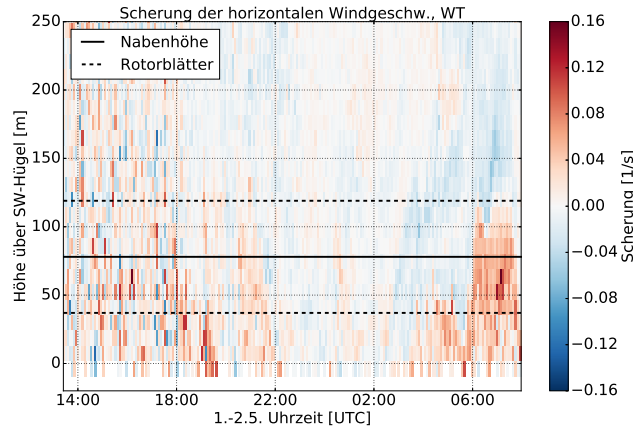
Abbildung 4.17: Strömungsprofil in der Ebene senkrecht zum Doppelhügel auf einer Achse von Nordost nach Südwest in Perdigão während eines LLJ-Ereignisses am Morgen des 2. Mai zwischen 6:45 und 6:50 Uhr. Die Windgeschwindigkeiten sind absolute Werte aus der vertikalen Windkomponente und der Komponente in der Ebene. Die grauen Kästchen stellen die Standorte von Lidar #1 und Lidar #2 dar. Auf dem südwestlichen Hügel ist die Windturbine zu sehen. Der rote Strich kennzeichnet die Entfernung zur Windturbine, in der in Abbildung 4.18 vertikale Profile von Messwerten aus Lidar #2 und Lidar #3 dargestellt sind.

ponente und der Windkomponente entlang der Ebene. Eine dritte Windkomponente senkrecht dazu in die Blattebene hinein kann aus diesen Scans nicht ermittelt werden. Das Starkwindband in der unteren Troposphäre mit Werten im Jetmaximum um die 8 m/s ist deutlich zu erkennen. Aus den vorherigen Auswertung ist bekannt, dass der LLJ zu diesem Zeitpunkt aus nordöstlicher Richtung kommt (beispielsweise Kapitel 4.2 Abbildung 4.3b). Die Windkomponenten in der Scanning-Ebene der beiden betrachteten Lidare entsprechen demnach der Hauptwindrichtung des Jets in diesem Zeitraum. Die starken Windgeschwindigkeiten des LLJs treten in Nabenhöhe auf und haben dadurch einen Einfluss auf Leistungen und Lasten der Windturbine. Weiterhin ist die Ausbildung einer Wellenstruktur beim Überströmen des ersten nordöstlichen Hügels zu erkennen. Unter geeigneten atmosphärischen Bedingungen können durch die Überströmung der Hügel Schwerewellen entstehen.

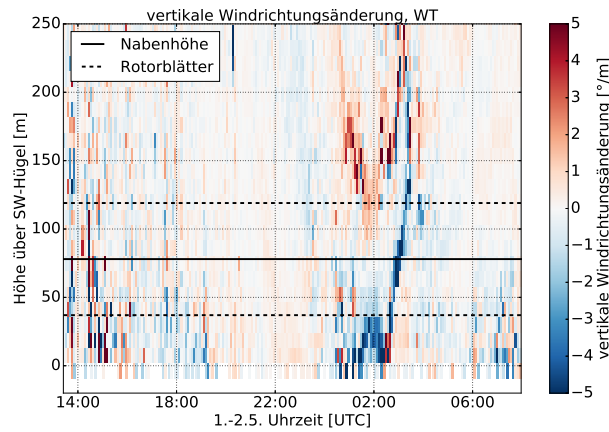
In Abbildung 4.18a ist das vertikale Profil der horizontalen Windgeschwindigkeit und der Windrichtung in Abhängigkeit von der Zeit in der Nacht vom 1. auf den 2. Mai zu sehen. Die Winddaten ergeben sich aus einem Komposit der Lidar-Scans von Lidar #2 und Lidar #3. Der Azimuthwinkel des Lidars #3 liegt bei 110 Grad und die berechneten Windgeschwindigkeiten befinden sich somit in einer Entfernung von rund 230 m nordöstlich der Windturbine entlang der vorher betrachteten Scan-Ebene. Die zeitliche Auflösung beträgt 5 Minuten. In der Vertikalen liegt die Auflösung bei 11 m. Die Höhe ist im Bezug zu der südwestlichen Hügelkuppe angegeben. Der durchgezogene Strich kennzeichnet die Nabenhöhe der Windturbine und die gestrichelten Linien die Länge der Rotorblätter. Innerhalb der gestrichelten Linie ist dadurch das Windfeld angegeben, welches die Rotorblätter direkt beeinflusst. Der Abend zwischen 14 und 22 Uhr zeigt in der Rotorebene ein häufigeres Wechseln zwischen Windgeschwindigkeiten im Bereich der Einschaltgeschwindigkeit von 2 m/s und Windgeschwindigkeiten im Bereich von 5 m/s. Für die Struktur einer Windkraftanlage wäre ein gleichmäßiges Windfeld von Vorteil. Zwischen 22 und 5 Uhr morgens liegen die Windgeschwindigkeiten unter 2 m/s, sodass die Windkraftanlage keine Leistung erzeugt. Gegen 6 Uhr ist der Beginn des LLJs aus nordöstlicher Richtung mit Windgeschwindigkeiten über 6 m/s zu sehen. Durch einen temporären Ausfall der Lidar-Geräte stehen nach 6:55 Uhr keine Daten zu Verfügung, sodass die weitere Entwicklung des LLJs nicht dargestellt ist. Aus anderen Daten ist jedoch ersichtlich, dass weder Nennwindgeschwindigkeit, noch Abschaltwindgeschwindigkeit durch den Jet in der Nacht und den Morgenstunden erreicht werden (vgl. Kapitel 4.2 Abbildung 4.3b). Abbildung 4.18b zeigt die vertikale Scherung S der horizontalen Windgeschwindigkeit, die aus dem vorher betrachteten Windprofil für die Nacht des 1./2. Mais berechnet wurde (siehe Kapitel 2.5 Gleichung 2.19). Am Abend ist in der Rotorebene keine eindeutige Aussage über die Scherung der Wind-



(a) Windgeschwindigkeit und -Richtung



(b) Windscherung



(c) Winddrehung

Abbildung 4.18: Horizontale Windgeschwindigkeit und Windrichtung, Windscherung und Winddrehung in der Nacht vom 1. bis 2. Mai 2017. Kompositdaten des Lidars #2 und #3 in einer Entfernung von rund 230 m nordöstlich der Windturbine (roter Strich in Abbildung 4.17). Die Nabhöhe der Windturbine in Perdigão wird durch die durchgezogene Linie gekennzeichnet, die gestrichelte Linie zeigt die Höhe der Spitzen der Rotorblätter.

geschwindigkeit zu treffen. Abschnitte mit negativer und positiver Scherung wechseln sich vertikal, sowie zeitlich ab. Es sind Fluktuationen vorhanden. Gegen 6 Uhr beim Einsetzen des nordöstlichen LLJs entsteht eine starke positive Windscherung in der Rotorebene mit Werten im Bereich von $0,1 \text{ s}^{-1}$. Spitzenwerte im 5-Minutenmittel erreichen sogar Werte bis $0,16 \text{ s}^{-1}$. Im Vergleich zu den in der Literatur zu findenden Daten (siehe Kapitel 2.5), liegt der in diesem Fall beobachtete Spitzenwert höher. Eine horizontale Windscherung von $0,1 \text{ s}^{-1}$ im Bereich der Rotorebene ist jedoch auch in Gutierrez et al. (2016) während eines LLJs zu finden. Die Scherung in der Rotorebene ist während des LLJs positiv. Eine negative Scherung tritt oberhalb der Rotorebene auf. Diese positive Scherung der Windgeschwindigkeit stellt eine zusätzliche Belastung der Windkraftanlage dar (siehe Kapitel 2.5). Ein weiterer Aspekt für die Belastung der Struktur einer Windkraftanlage ist die Richtungsänderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe. Sie ist in Abbildung 4.18c dargestellt (Gleichung 2.20). Positive Werte bedeuten hierbei einer Drehung im Uhrzeigersinn, negative entsprechen einer Drehung gegen den Uhrzeigersinn. Während des LLJs in den Morgenstunden ist so gut wie keine Winddrehung in der Rotorebene zu erkennen. Eine starke Winddrehung mit der Höhe findet zwischen 2 und 3 Uhr statt, in einem Zeitabschnitt in der die Windgeschwindigkeiten gering sind und die Anlage somit nicht am Laufen ist. Die Werte liegen in diesem Zeitraum in einem Bereich von 5 Grad pro Meter bei der vertikalen Richtungsänderung in der Rotorebene.

In Abbildung 4.19 ist die Strömung während eines LLJ-Ereignisses für den 3. Mai zwischen 3:40 und 3:45 Uhr dargestellt, vergleichbar zu Abbildung 4.17. Die Windrichtung des Jets kommt ebenfalls aus nordöstlicher Richtung. Das Starkwindband ist breiter als in der vorherigen Nacht und starke Windgeschwindigkeiten sind bis zu 200 m über dem Südwesthügel zu finden. Weiterhin ist auch in diesem Fall durch die Überströmung des Doppelhügels eine Schwerewellenstruktur erkennbar. Das Jetmaximum erreicht Windgeschwindigkeiten im Bereich von 8 m/s , mit denen es in Höhe der Rotorfläche auf die Windturbine trifft. Das Potential von LLJs für die Windindustrie ist hier mit stärkeren Windgeschwindigkeiten in der Nabenhöhe der Windkraftanlage beispielhaft zu sehen. Die Vertikalprofile der horizontalen Windgeschwindigkeit, Windgeschwindigkeits- und Windrichtungsscherung sind in Abbildung 4.20 für die Nacht des 2./3. Mai dargestellt. In diesem Fall wurde mit einem veränderten Azimutwinkel von 170 Grad des Lidars #3 gemessen, sodass die Werte für eine Entfernung von rund 120 m südwestlich der Windturbine gelten. Der LLJ tritt nach 3 Uhr auf und beeinflusst die Windverhältnisse in der Rotorebene entscheidend. Im Zeitraum zwischen 3 und 7 Uhr ist eine starke positive Windscherung mit Werten im Bereich von über $0,1 \text{ s}^{-1}$ in der unteren Rotorebene vorhanden (Abbildung 4.20b). Gleichzeitig ist eine leicht negative

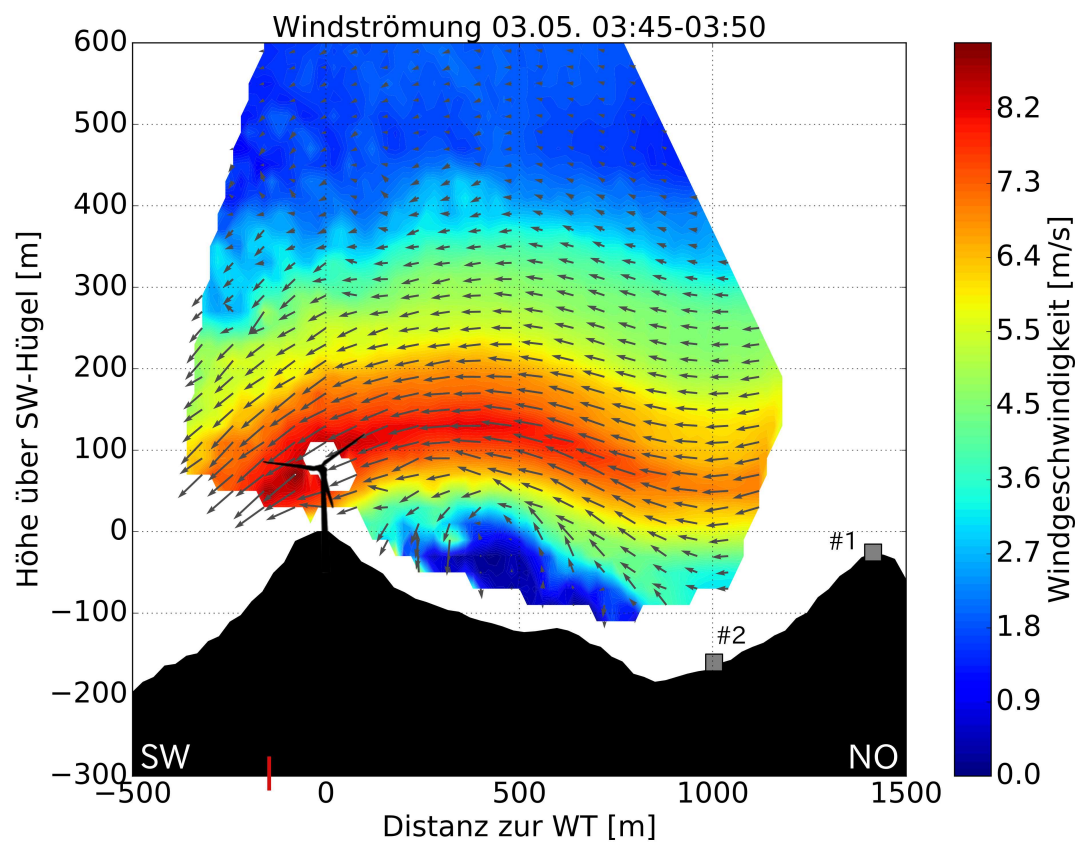
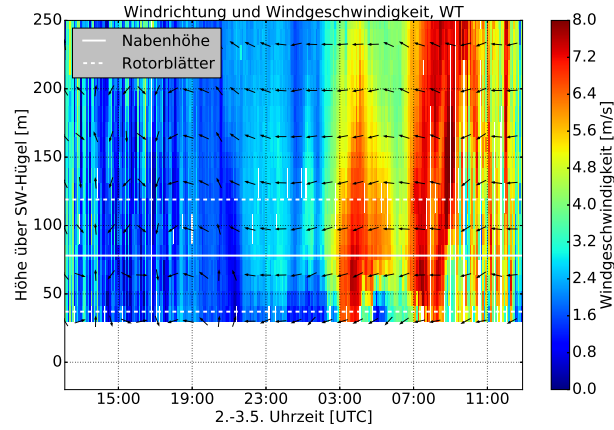
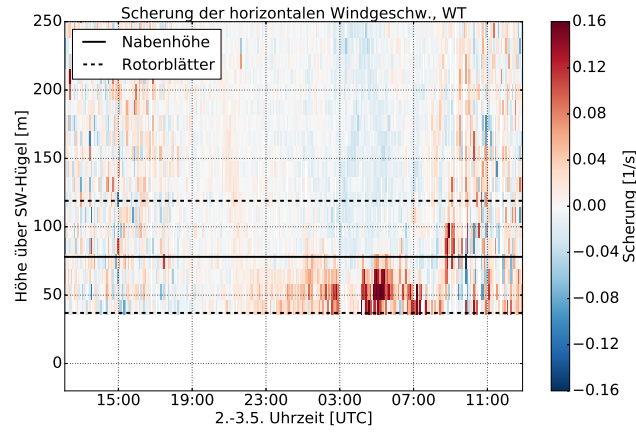


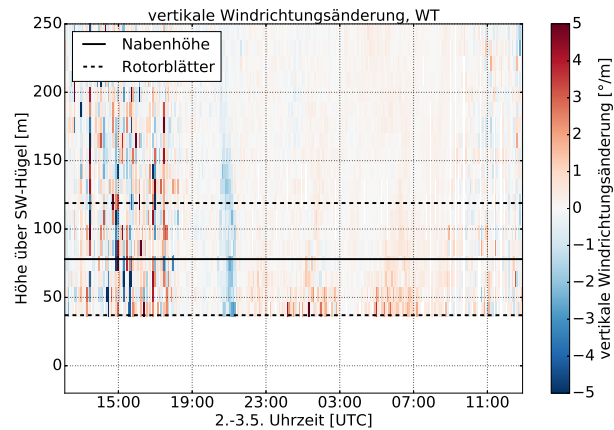
Abbildung 4.19: Windströmung während des LLJs am Morgen des 3. Mai in Perdigão. Querschnitt des Doppelhügels entlang der Lidar-Ebene von Lidar #1 und #2, vergleichbar zu Abbildung 4.17.



(a) Windgeschwindigkeit und Richtung



(b) Windscherung



(c) Winddrehung

Abbildung 4.20: Die horizontale Windgeschwindigkeit und Windrichtung, die Windscherung und Winddrehung in der Nacht vom 2. bis 3. Mai 2017, vergleichbar mit Abbildung 4.18. Mit einem veränderten Azimuthwinkel des Lidars #3 entsprechen die Daten einer Entfernung von rund 120 m südwestlich der Windturbine (roter Strich in Abbildung 4.19).

Scherung in der oberen Rotorebene zu sehen. Diese gegensätzliche Scherung wird zu einer Verstärkung der zyklischen aerodynamischen Belastung führen und sich damit auf Ermüdungserscheinungen der Windkraftanlage auswirken. Starke vertikale Windrichtungsänderungen sind während des LLJs nicht vorhanden (Abbildung 4.20c).

Fazit Die beiden untersuchten Nächte mit LLJs zeigen, dass LLJs für die Windenergie eine gewisse Relevanz besitzen. Es treten stärkere Windgeschwindigkeiten in Höhe der Rotorebene auf, die zu einer stärkeren Leistung führen. Diese Windgeschwindigkeiten überschreiten dabei nicht die Abschaltgeschwindigkeit. Die LLJs können einen Standort mit ihrem Potential für den Ausbau der Windenergie stärken. Durch die LLJs treten andererseits starke vertikale Windscherungen in der Rotorebene auf, was zu einer stärkeren Belastung der Windturbine beiträgt. Starke Windrichtungsänderung mit der Höhe während LLJs werden hingegen in den hier betrachteten Fällen nicht beobachtet. Für eine letztendliche Beurteilung des Potentials gegenüber den Belastungen sind weitere und umfangreichere Untersuchungen notwendig.

5 Zusammenfassung und Ausblick

LLJs wurden in Perdigão während der Messkampagne 2017 in 38 von 48 Nächten beobachtet. Ein Großteil von ihnen kommt aus nordöstlicher Richtung, wobei innerhalb der Nacht vielfach eine Drehung der Windgeschwindigkeit von Nordwest auf Nordost im Uhrzeigersinn beobachtet werden kann.

Ein rein dynamischer Antrieb der Trägheitsoszillation nach der Theorie von Blackadar (1957) als Ursache für NLLJs konnten in zwei exemplarisch untersuchten Fällen nicht bestätigt werden. Auch wenn Unsicherheiten bei der Berechnung des geostrophischen Windes in Bodennähe durch die topografischen Gegebenheiten in Betracht gezogen werden müssen, existieren aufgrund der ruhigen synoptischen Lage schwache geostrophische Winde. Eine Folge ist, dass bereits am Abend supergeostrophische Winde auftreten, die nicht durch die Entstehung einer Trägheitsoszillation erklärt werden können. Die vergleichbar ruhige synoptische Lage besonders während der zweiten Phase der Messkampagne lässt darauf schließen, dass auch in der Mehrheit der anderen Fälle die Trägheitsoszillation als dominanter Antrieb der Entstehung von NLLJs ausgeschlossen werden kann.

Die Entstehungsmechanismen von LLJs sind vielfältig und werden häufig durch die topografischen Gegebenheiten an einem Standort beeinflusst. Ein Großteil der untersuchten NLLJs in Perdigão entstanden während einer synoptisch ruhigen Lage. Durch das Fehlen starker synoptischer Druckgegensätze können sich bedingt durch die Topografie thermisch induzierte Druckgebiete ausbilden. Die Folge sind Überlagerungen von Hangabwinden in den Abendstunden aus nordwestlicher Richtung und einer nächtlichen Strömung zwischen Hochebene und der vorgelagerten Ebene aus nordöstlicher Richtung, die die Entstehung von LLJs in Perdigão unter den beschriebenen Bedingungen erklären können.

Während der Messkampagne wurden auch LLJs am Tag und LLJs aus anderen Windrichtungen beobachtet. Diese Jets sind in dieser Arbeit nicht untersucht worden. Das Interesse die Entstehung in diesen Fällen zu verstehen ist jedoch weiterhin vorhanden und bedarf weiterer Untersuchungen. In vielen Studien ist ersichtlich, dass die Entstehungsmechanismen hinter LLJs weiterhin Fragen aufwerfen und Gegenstand heutiger Forschung sind.

LLJs sind ein lange bekanntes Phänomen in der Grenzschicht. Durch die Entwicklung der Windindustrie geraten sie wieder stärker in den Fokus der Wissenschaft. An verschiedenen für Windkraftanlagen interessanten Standorten werden Windmessungen in der Grenzschicht durchgeführt. Durch moderne Lidarmessungen stehen hohe zeitlich und räumlich aufgelöste Winddaten zur Verfügung, mit denen Windphänomene wie

LLJs gut erkannt werden können.

Durch die hohen Windgeschwindigkeiten in der unteren Troposphäre sind LLJs ein potentieller Standortvorteil für Windkraftanlagen. Bei Windprognosen im komplexen Gelände sollten hoch aufgelöste regionale Simulationen genutzt werden, sodass Statistik und Vorhersagen von LLJ-Ereignissen miteinbezogen werden können. Die Vernachlässigung regionaler Strömungseffekte kann zu einer deutlichen Fehleinschätzung des Ertragspotentials von Windkraftanlagen führen, besonders wenn durch synoptisch ruhige Lagen ansonsten von einer stillstehenden Windkraftanlage ausgegangen wird. Die beiden untersuchten LLJ-Fallbeispiele zeigen, dass die höheren Windgeschwindigkeiten in der für die Rotorblätter relevanten Höhe auftreten. Durch das stetige Wachsen der Nabenhöhe von Windkraftanlagen werden in der Zukunft auch LLJs mit Jetmaxima in Höhen über 200 m ins Interesse rücken. Andererseits sind LLJs mit starken horizontalen Windscherung in der Rotorebene verbunden. In den hier untersuchten Fallbeispielen sind positive Windscherungen im Bereich von über $0,1 \text{ s}^{-1}$ erkennbar. Diese Scherungen führen zu Belastungen der Rotorblätter und der gesamten Struktur der Anlage. Eine Winddrehung mit der Höhe während der hier untersuchten LLJ-Fälle konnte jedoch nicht festgestellt werden. Die Abwägung des Vorteils des Potentials von LLJs durch stärkere Windgeschwindigkeiten und des Nachteils der stärkeren Belastungen bedürfen weiterer Untersuchungen. Hierfür sind Berechnungen von Leistungskurven für Windkraftanlagen während LLJs von Interesse, die zu einer genaueren Beurteilung der Ertragssteigerung durch LLJs führen können. Zusätzlich sind aerodynamische Berechnungen der Lasten durch die entstehenden Windscherungen und stärkeren Windgeschwindigkeiten erforderlich.

Derzeit führt die Annahme eines logarithmischen Windprofils oder des Power Laws bei LLJ-Fällen zu fehlerbehafteten Leistungsberechnungen. Mit der Zunahme der Nabenhöhen moderner Windkraftanlagen ist das Überdenken dieser Annahme daher nötig, da die Rotorblätter moderner Windkraftanlagen schon heute weit in die Ekman-Schicht hinein reichen und durch die Drehung der Windrichtung mit der Höhe beeinflusst werden.

Literatur

- Abeliotis, K. and Pactiti, D.: Assessment of the environmental impacts of a wind farm in central Greece during its life cycle, *International Journal of Renewable Energy Research*, 4, 580–585, 2014.
- Andreas, E. L., Claffy, K. J., and Makshtas, A. P.: Low-level atmospheric jets and inversions over the western Weddell Sea, *Boundary-layer meteorology*, 97, 459–486, 2000.
- Baas, P., Bosveld, F., Klein Baltink, H., and Holtslag, A.: A climatology of nocturnal low-level jets at Cabauw, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 1627–1642, 2009.
- Balmez, M. and Ștefan, S.: On the formation mechanism of low-level jet over bucharest’s airports, *Romanian Journal of Physics*, 59, 792–807, 2014.
- Banta, R. M., Senff, C. J., White, A. B., Trainer, M., McNider, R. T., Valente, R. J., Mayor, S. D., Alvarez, R. J., Hardesty, R. M., Parrish, D., et al.: Daytime buildup and nighttime transport of urban ozone in the boundary layer during a stagnation episode, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103, 22 519–22 544, 1998.
- Banta, R. M., Pichugina, Y. L., and Newsom, R. K.: Relationship between low-level jet properties and turbulence kinetic energy in the nocturnal stable boundary layer, *Journal of the atmospheric sciences*, 60, 2549–2555, 2003.
- Banta, R. M., Pichugina, Y. L., and Brewer, W. A.: Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet, *Journal of the atmospheric sciences*, 63, 2700–2719, 2006.
- Blackadar, A. K.: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions, *Bulletin of the American Meteorological Society*, pp. 283–290, 1957.
- Bonner, W. D.: Climatology of the low level jet, *Monthly Weather Review*, 96, 833–850, 1968.
- Brook, R.: The Koorin nocturnal low-level jet, *Boundary-Layer Meteorology*, 32, 133–154, 1985.
- Browning, K., Jerrett, D., Nash, J., Oakley, T., and Roberts, N.: Cold frontal structure derived from radar wind profilers, *Meteorological Applications*, 5, 67–74, 1998.

- Charney, J. J., Bian, X., Potter, B. E., and Heilman, W. E.: Low level jet impacts on fire evolutions in the Mack Lake and other severe wildfires., in: In: 5th Symposium on fire and forest meteorology joint with 2nd International wildland fire ecology and fire management congress; 2003 November 16-20; Orlando, FL. Boston, MA: American Meteorological Society: np, 2003.
- Chrust, M. F., Whiteman, C. D., and Hoch, S. W.: Observations of thermally driven wind jets at the exit of Weber Canyon, Utah, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52, 1187–1200, 2013.
- Crewell, S. and Lohnert, U.: Accuracy of boundary layer temperature profiles retrieved with multifrequency multiangle microwave radiometry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45, 2195–2201, 2007.
- Damian, T.: Messung des Windprofils an virtuellen Masten unter Anwendung des Dual-Doppler Verfahrens, Ph.D. thesis, 2012.
- Emeis, S.: *Wind Energy Meteorology: Atmospheric Physics for Wind Power Generation*, Springer Berlin Heidelberg, 2012.
- Emeis, S.: Wind speed and shear associated with low-level jets over Northern Germany, *Meteorologische Zeitschrift*, 23, 295–304, 2014.
- Emeis, S.: Windphänomene in der atmosphärischen Grenzschicht, die die Nutzung der Windenergie entscheidend beeinflussen, *promet, Offenbach am Main*, p. 151, 2015.
- Etling, D.: *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*, Springer-Verlag, 2008.
- Fernando, H., Mann, J., Palma, J., Lundquist, J., Barthelmie, R. J., BeloPereira, M., Brown, W., Chow, F., Gerz, T., Hocut, C., et al.: The Perdigão: Peering into Microscale Details of Mountain Winds, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2018.
- Gebauer, J. G., Fedorovich, E., and Shapiro, A.: A 1D Theoretical Analysis of Northerly Low-Level Jets over the Great Plains, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74, 3419–3431, 2017.
- Gutierrez, W., Araya, G., Kiliyanpilakkil, P., Ruiz-Columbie, A., Tutkun, M., and Castillo, L.: Structural impact assessment of low level jets over wind turbines, *Journal of Renewable and Sustainable Energy*, 8, 023 308, 2016.

- Gutierrez, W., Ruiz-Columbie, A., Tutkun, M., and Castillo, L.: Impacts of the low-level jet's negative wind shear on the wind turbine, *Wind Energy Science*, 2, 533–545, 2017.
- Haapala, K. R. and Prempreeda, P.: Comparative life cycle assessment of 2.0 MW wind turbines, *International Journal of Sustainable Manufacturing*, 3, 170–185, 2014.
- Halliday, D., Resnick, R., and Walker, J.: *Physik*, Wiley-VCH Verlag GmbH & CO. KGaA Weinheim, 2006.
- Hau, E.: *Windkraftanlagen: Grundlagen. Technik. Einsatz. Wirtschaftlichkeit*, Springer-Verlag, 2003.
- Hawkes, H. B.: Mountain and Valley-Special Reference to the Diurnal Mountain Winds of the Great Salt Lake Region., Ph.D. thesis, The Ohio State University, 1947.
- Heimann, D., de Franceschi, M., Emeis, S., Lercher, P., and Seibert, P.: *Leben an der Transitroute - Luftverschmutzung, Lärm und Gesundheit in den Alpen.*, ALPNAO Broschüre. Universita degli Studi di Trento, Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Trento, Italien, 20 pp, 2007.
- Heimann, D., Käsler, Y., and Gross, G.: The wake of a wind turbine and its influence on sound propagation, *Meteorologische Zeitschrift*, 20, 449–460, 2011.
- Holton, J. R.: The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain, *Tellus*, 19, 200–205, 1967.
- IEA: World Energy Outlook 2018, URL <https://www.iea.org/weo2018/>, zuletzt abgerufen im März 2019, 2018.
- IEC, I.: 61400-1: Wind turbines part 1: Design requirements, International Electrotechnical Commission, p. 177, 2005.
- Janssen, M. A.: An introduction to the passive microwave remote sensing of atmospheres., *Atmospheric remote sensing by microwave radiometry*, pp. 1–35, 1993.
- Kigle, S.: Wake identification and characterization of a full scale wind energy converter in complex terrain with scanning doppler wind lidar systems, Masterthesis, 2017.
- Klose, B.: Wind als Grenzschichtphänomen, *Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät*, 2006.

- Komusanac, I., Fraile, D., and Brindley, G.: Wind energy in Europe in 2018. Trends and statistics, WindEurope Business Intelligence, URL <https://windeurope.org/wp-content/uploads/files/about-wind/statistics/WindEurope-Annual-Statistics-2018.pdf>, 2019.
- Kottmeier, C.: Die Vertikalstruktur nächtlicher Grenzschichtstrahlströme, Ph.D. thesis, Im Selbstverlag des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, 1982.
- Kraus, H.: Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie, Springer-Verlag Heidelberg, 2004.
- Kraus, H.: Grundlagen der Grenzschicht-Meteorologie: Einführung in die Physik der atmosphärischen Grenzschicht und in die Mikrometeorologie, Springer-Verlag, 2008.
- Kraus, H., Malcher, J., and Schaller, E.: A nocturnal low level jet during PUKK, *Boundary-Layer Meteorology*, 31, 187–195, 1985.
- Liu, M., Westphal, D. L., Holt, T. R., and Xu, Q.: Numerical simulation of a low-level jet over complex terrain in southern Iran, *Monthly Weather Review*, 128, 1309–1327, 2000.
- Löhnert, U., Crewell, S., and Simmer, C.: An integrated approach toward retrieving physically consistent profiles of temperature, humidity, and cloud liquid water, *Journal of Applied Meteorology*, 43, 1295–1307, 2004.
- Malcher, J. and Kraus, H.: Low-level jet phenomena described by an integrated dynamical PBL model, *Boundary-Layer Meteorology*, 27, 327–343, 1983.
- Mann, J., Angelou, N., Arnqvist, J., Callies, D., Cantero, E., Arroyo, R. C., Courtney, M., Cuxart, J., Dellwik, E., Gottschall, J., et al.: Complex terrain experiments in the new european wind atlas, *Phil. Trans. R. Soc. A*, 375, 20160 101, 2017.
- Markowski, P. and Richardson, Y.: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*, vol. 2, Wiley-Blackwell, John Wiley & Sons, 2010.
- Monaghan, A. J., Rife, D. L., Pinto, J. O., Davis, C. A., and Hannan, J. R.: Global precipitation extremes associated with diurnally varying low-level jets, *Journal of Climate*, 23, 5065–5084, 2010.
- Pichugina, Y., Brewer, W., Banta, R., Choukulkar, A., Clack, C., Marquis, M., McCarty, B., Weickmann, A., Sandberg, S., Marchbanks, R., et al.: Properties of the

- offshore low level jet and rotor layer wind shear as measured by scanning Doppler Lidar, *Wind Energy*, 20, 987–1002, 2017.
- Quaschnig, V.: Sektorkopplung durch die Energiewende. Anforderungen an den Ausbau erneuerbarer Energien zum Erreichen der Pariser Klimaschutzziele unter Berücksichtigung der Sektorkopplung, Hochschule für Technik und Wirtschaft Berlin, 2016.
- Radiometer Physics GmbH: Technical Instrument Manual. Description of Instrument Technologies, URL https://www.radiometer-physics.de/download/PDF/Radiometers/General_documents/Manuals/2015/RPG_MWR_STD_Technical_Manual_2015.pdf, zuletzt abgerufen im März 2019, 2013.
- Rauchöcker, A.: Bestimmung von Temperaturprofilen mittels Fernerkundung - Vergleich zweier Verfahren, Bachelorarbeit, 2018.
- Rife, D. L., Pinto, J. O., Monaghan, A. J., Davis, C. A., and Hannan, J. R.: Global distribution and characteristics of diurnally varying low-level jets, *Journal of Climate*, 23, 5041–5064, 2010.
- Schmidli, J., Poulos, G. S., Daniels, M. H., and Chow, F. K.: External influences on nocturnal thermally driven flows in a deep valley, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 3–23, 2009.
- Schneemann, J., Trabucchi, D., Trujillo, J. J., and Kühn, M.: Comparing measurements of the horizontal wind speed of a 2D Multi-Lidar and a cup anemometer, in: *Journal of Physics: Conference Series*, vol. 555, p. 012091, IOP Publishing, 2014.
- Schulz, C., Klein, L., Weihing, P., Lutz, T., and Krämer, E.: CFD studies on wind turbines in complex terrain under atmospheric inflow conditions, in: *Journal of Physics: Conference Series*, vol. 524, p. 012134, IOP Publishing, 2014.
- Seifert, P.: Remote Sensing. Microwave radiometry, URL <https://www.tropos.de/en/research/projects-infrastructures-technology/technology-at-tropos/remote-sensing/microwave-radiometry/>, zuletzt abgerufen im März 2019, Leibniz Institute for Tropospheric Research, 2019.
- Shapiro, A. and Fedorovich, E.: Nocturnal low-level jet over a shallow slope, *Acta Geophysica*, 57, 950–980, 2009.
- Shapiro, A., Fedorovich, E., and Rahimi, S.: A unified theory for the Great Plains nocturnal low-level jet, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73, 3037–3057, 2016.

- Sisterson, D. L. and Frenzen, P.: Nocturnal boundary-layer wind maxima and the problem of wind power assessment., *Environmental Science & Technology*, 12, 218–221, 1978.
- Skamarock, W. C. and Klemp, J. B.: A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications, *Journal of computational physics*, 227, 3465–3485, 2008.
- Steinacker, R.: Area-height distribution of a valley and its relation to the valley wind, *Contrib. Atmos. Phys.*, 57, 64–71, 1984.
- Stensrud, D. J.: Importance of low-level jets to climate: A review, *Journal of Climate*, 9, 1698–1711, 1996.
- Storm, B., Dudhia, J., Basu, S., Swift, A., and Giammanco, I.: Evaluation of the weather research and forecasting model on forecasting low-level jets: Implications for wind energy, *Wind Energy: An International Journal for Progress and Applications in Wind Power Conversion Technology*, 12, 81–90, 2009.
- Stull, R. B.: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Boston: Kluwer Academic Publishers, 1988.
- Tuononen, M., Sinclair, V., and Vihma, T.: A climatology of low-level jets in the mid-latitudes and polar regions of the Northern Hemisphere, *Atmospheric Science Letters*, 16, 492–499, 2015.
- Umwelt Bundesamt: Windenergie, URL <https://www.umweltbundesamt.de/themen/klima-energie/erneuerbare-energien/windenergie#textpart-1>, zuletzt abgerufen im März 2019.
- Van de Wiel, B. J., Moene, A., Steeneveld, G., Baas, P., Bosveld, F., and Holtslag, A.: A conceptual view on inertial oscillations and nocturnal low-level jets, *Journal of the atmospheric sciences*, 67, 2679–2689, 2010.
- Vanderwende, B. J., Lundquist, J. K., Rhodes, M. E., Takle, E. S., and Irvin, S. L.: Observing and simulating the summertime low-level jet in central Iowa, *Monthly Weather Review*, 143, 2319–2336, 2015.
- Vergeiner, I. and Dreiseitl, E.: Valley winds and slope winds—Observations and elementary thoughts, *Meteorology and atmospheric physics*, 36, 264–286, 1987.
- Wagner, A.: Neue Theorie des Berg-und Talwindes, *Meteor. Z*, 49, 329–341, 1932.

- Wagner, J., Gerz, T., Wildmann, N., and Gramitzky, K.: Long-term simulation of the boundary layer flow over the double-ridge site during the Perdigão 2017 field campaign, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 1129–1146, 2019.
- Wallace, E.: Komplexe Scherwinde. Eine Studie zu den Ursachen und der daraus resultierenden Unterbrechung der Erzeugung von Windenergie sowie ein Aufruf zur künftigen Zusammenarbeit bei der Bewältigung der negativen Auswirkungen., Met-Office, 2015.
- Weissmann, M., Braun, F., Gantner, L., Mayr, G., Rahm, S., and Reitebuch, O.: The Alpine mountain–plain circulation: Airborne Doppler lidar measurements and numerical simulations, *Monthly Weather Review*, 133, 3095–3109, 2005.
- Weatkamp, C.: Lidar: range-resolved optical remote sensing of the atmosphere, vol. 102, Springer Science & Business, 2005.
- Westwater, E. R., Crewell, S., Mätzler, C., and Cimini, D.: Principles of surface-based microwave and millimeter wave radiometric remote sensing of the troposphere, *Quad. Soc. Ital. Elettromagnetismo*, 1, 50–90, 2005.
- Whiteman, C. D.: Mountain meteorology: fundamentals and applications, Oxford University Press, 2000.
- Wilczak, J., Finley, C., Freedman, J., Cline, J., Bianco, L., Olson, J., Djalalova, I., Sheridan, L., Ahlstrom, M., Manobianco, J., et al.: The Wind Forecast Improvement Project (WFIP): A public–private partnership addressing wind energy forecast needs, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, 1699–1718, 2015.
- Wildmann, N., Kigle, S., and Gerz, T.: Coplanar lidar measurement of a single wind energy converter wake in distinct atmospheric stability regimes at the Perdigão 2017 experiment, in: *Journal of Physics: Conference Series*, vol. 1037, p. 052006, IOP Publishing, 2018a.
- Wildmann, N., Vasiljevic, N., and Gerz, T.: Wind turbine wake measurements with automatically adjusting scanning trajectories in a multi-Doppler lidar setup, *Atmospheric Measurement Techniques*, 11, 3801–3814, 2018b.
- Zardi, D. and Whiteman, C.: Diurnal mountain wind systems. Chapter 2 in Chow FK, DeWekker SFJ, Snyder B (eds) *Mountain weather research and forecasting*, Springer Atmospheric Sciences, DOI 10.1007/978-94-007-4098-3 2, © Springer ScienceCBusiness Media B.V. 2013, 2012.

Anhang

Herleitung für die Gleichung 2.8: das Einsetzen des geostrophischen Windes (Gl. 2.5) in die horizontale Euler-Gleichung (Gl. 2.7):

$$\begin{aligned} \frac{d\vec{v}_h}{dt} &= -f\vec{k} \times \vec{v}_h - \frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_h p & | - \frac{d\vec{v}_{geo}}{dt} (= 0) \\ \frac{d(\vec{v}_h - \vec{v}_{geo})}{dt} &= -f\vec{k} \times \vec{v}_h - \frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_h p \\ &\stackrel{!}{=} -f\vec{k} \times (\vec{v}_h - \vec{v}_{geo}) = -f\vec{k} \times \vec{v}_h + f\vec{k} \times \vec{v}_{geo} \end{aligned}$$

Das bedeutet:

$$\begin{aligned} f\vec{k} \times \vec{v}_{geo} &\stackrel{!}{=} -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_h p \\ f(\vec{k} \times \vec{v}_{geo}) &= f(\vec{k} \times \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \vec{\nabla}_h p) & | \text{ Regel: } b(ac) = c(ab) \\ &= f(\frac{1}{\rho f} \vec{k} \cdot \underbrace{(\vec{k} \cdot \vec{\nabla}_h p)}_{=0, \text{ da } \vec{k} \perp \vec{\nabla}_h p} - \vec{\nabla}_h p \cdot (\frac{1}{\rho f} \underbrace{\vec{k} \cdot \vec{k}}_{=1})) \\ &= -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_h p \end{aligned}$$

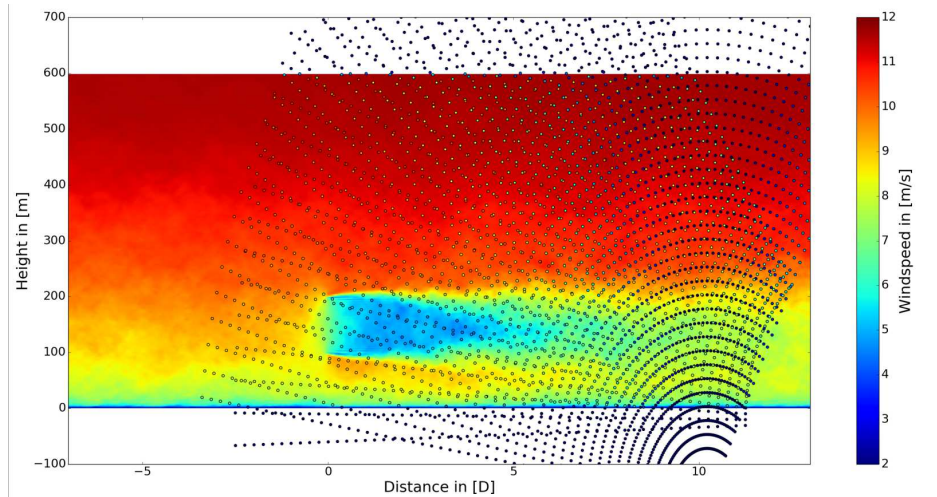


Abbildung 5.1: Exemplarische Darstellung zweier RHI-Lidar Scans (gepunktete Linien) in einer komplanaren Ebene. D entspricht einer horizontalen Entfernung, auf der y -Achse ist die Höhe dargestellt. Im Hintergrund ist ein beispielhaftes Windfeld zu sehen (Kigle, 2017)

Danksagung

An dieser Stelle sage ich nochmal ein herzliches DANKE an all die lieben Menschen, die mich unterstützt haben und die ich im Rahmen meiner Masterarbeit am DLR kennen lernen durfte. Ein großes Dankeschön geht an meine Betreuer Norman und Johannes für ihre hilfsbereite und engagierte Unterstützung bei jeglichen Problemen. Liebe Mareike, lieber Martin, liebe Christina, vielen Dank euch fürs Korrekturlesen. Weiterhin möchte ich den Leuten der Arbeitsgruppe Verkehrsmeteorologie danken, in der ich jederzeit jemanden fand, den ich um Rat fragen konnte. VIELEN DANK euch allen!

Eigenständigkeitserklärung

Hiermit versichere ich, dass ich meine Abschlussarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Datum:

.....

(Unterschrift)